

Хименков А.Н., Брушков А.В.

ВВЕДЕНИЕ
В СТРУКТУРНУЮ КРИОЛОГИЮ

МОСКВА 2005

ВВЕДЕНИЕ В СТРУКТУРНУЮ КРИОЛОГИЮ

Введение

1. Первичные криогенные системы.

- 1.1. Общие положения.
- 1.2. Формирование кристалла льда в воде;
- 1.3. Формирование кристалла льда в атмосфере;
- 1.4. Формирование кристалла льда в дисперсных отложениях.
- 1.5. Выводы.

Глава 2. Криогенные системы в литосфере

- 2.1. Эпигенетические мерзлые породы.
- 2.2. Сингенетические мерзлые породы.
- 2.3. Криодиагенетические субаквальные мерзлые породы.
- 2.4. Засоленные мерзлые породы как особый тип криогенных систем криолитозоны.
- 2.5. Сезонномерзлые породы.
- 2.6. Структура криогенных систем в криолитозоне.
- 2.7. Криогенные системы литосферы при изменении поверхностных условий.
- 2.8. Выводы.

Глава 3. Криогенные системы на контактах геосфер.

- 3.1. Литосфера-атмосфера.
- 3.2. Гидросфера-атмосфера.
- 3.3. Литосфера-гидросфера.
- 3.4. Выводы.

Глава 4. Криогенные системы в биосфере

- 4.1. Криобиология.
- 4.2. Взаимодействие льда с живым веществом.
- 4.3. Практическое использование криогенных биосистем.
- 4.4. Живое в криолитозоне.
- 4.5. Выводы.

Глава 5. Криосфера и человек.

- 5.1. Криосфера как социально-экономический фактор.
- 5.2. Природно-технические системы криосферы.
- 5.3. Искусственные криогенные системы.
- 5.4. Выводы

Глава 6. Переходные зоны в криосфере.

- 6.1. Переходные зоны как структурный элемент криосферы.
- 6.2. Перестройка криогенных систем.
- 6.3. Природные факторы, влияющие на динамику и распределение криогенных переходных зон литосферы.
- 6.4. Структура переходных зон.
- 5.2. Выводы

Глава 7. Криосфера как иерархическая система.

7.1. Понятийный аппарат.
7.2. Криосфера как иерархическая система.
7.3. Выводы
Глава 8. Криогенные системы в Космосе.
8.1. Типы криолитогенеза.
8.2. Мерзлые породы в солнечной системе.
8.3. Планетарный криолитогенез и жизнь.
8.4. Выводы
Заключение
Список литературы

ВВЕДЕНИЕ

Не я ли, отправляясь затем от крохотной души самого маленького из живых существ, трижды обнаруживал душу самого большого из живых существ – Земного шара – в атоме снега...

Иоганн Кеплер, «Новогодний подарок, или о шестиугольных снежинках»

Криосфера – оболочка Земли с отрицательной температурой (ниже 0°C или 273.15 К) распространенной в пределах атмосферы, гидросферы и литосферы (Добровольский, 1923). Ее отличительной чертой является то, что вода в ней может существовать в твердой фазе (лед, снег, иней). Земля – довольно холодная планета, несмотря на то, что ее средняя температура около +15°C; ее самым холодным местом является Полюс недоступности в Антарктике, где среднегодовая температура -58°C, а абсолютный полюс холода расположен в центральной части Антарктиды, на российской станции "Восток", где в 1983 г. зафиксировали температуру воздуха -89.2°C.

Нижняя граница криосферы совпадает с подошвой слоя мерзлых и охлажденных горных пород. Этот слой характеризуется большой устойчивостью и достигает максимальной глубины в высоких широтах – в Антарктиде (свыше 4 км) и Субарктике (около 1.5км), но отличается сезонной изменчивостью и вовсе выклинивается в средних и низких широтах. Верхняя граница криосферы проходит на высотах около 100 км над уровнем моря в разреженных слоях атмосферы.

Общая характеристика криосферы на Земле приведена в табл. 1. Приблизительно 75% ресурсов пресной воды сконцентрировано в виде льда (Зимы нашей планеты , 1982).

Таблица 1. Снег и лед на Земле (Маэно, 1988).

Виды льда	Масса		Площадь распространения	
	грамм	%	км ²	% от площади
Ледники и ледниковые покровы	$2,389 \cdot 10^{22}$	98,95	$1,621 \cdot 10^7$	10.9 (суши)
Подземные льды	$(2-5) \cdot 10^{20}$	0,83	$2 \cdot 10^7$	14.1 (суши)
Морские льды	$3,483 \cdot 10^{19}$	0,14	$2,60 \cdot 10^7$	7.2 (океана)
Снежный покров	$1,05 \cdot 10^{19}$	0,04	$7,24 \cdot 10^7$	14.2 (суши)
Айсберги	$7,65 \cdot 10^{18}$	0,03	$6,35 \cdot 10^6$	1.87 (океана)
Лед в атмосфере	$1,68 \cdot 10^{18}$	0,01	$5 \cdot 10^8$	100 (земной поверхности)
Всего	$2,423 \cdot 10^{22}$	100		

Криосфера оказывает значительное влияние на климат, водный баланс растительность и животный мир Земли. Возникновение современного человека и развитие цивилизации в значительной мере определяется динамикой криосферы. Существуют мифы о том, что Север, Арктика были прародиной человечества. В 1910 г. в Санкт-Петербурге вышла книга Е.

Елачина «Крайний Север как родина человечества», а в 1983 г. ректор Бостонского университета В. Уорнер представил монографию с названием «Найденный рай, или Колыбель человека на Северном полюсе». В России опубликованы книги Н.Гусевой и В.Демина, в которых развивается эта гипотеза. Большинство государств и практически все промышленно развитые страны хотя бы периодически (в зимний период) оказываются в зоне воздействия криосферы. Это оказало влияние на все стороны их жизни; экономика, культура, традиции тем или иным образом связаны с холодом.

Криология развивается по трем основным направлениям – структурное, генетическое, динамическое. Структурная криология представляет морфологическое направление в исследованиях, направленных на изучение строения криосферы как единой иерархической природной системы. Но так как природные явления тесно друг с другом связаны, настоящие структурные исследования невозможны без использования данных двух других направлений. Задачами структурной криологии являются:

- 1) изучение структуры и пространственного положения криогенных систем различного уровня;
- 2) исследование механизма их возникновения и последовательности развития.

Наш подход заключается в том, что криосфера представляет собой иерархическую природную систему, отличительным элементом которой является присутствие (или потенциальная возможность появления) льда, предстающего в различных формах. Пространством криосферы является

область с отрицательной температурой, т. е. основой криосферы является энергетический фактор. Материальной основой криосферы является кристалл льда, являющийся объектом, в котором реализуются сложные процессы теплообмена между Землей и Космосом.

Льдом насыщена вся криосфера. А.Б. Добровольский писал: «Лед образует, таким образом, на земном шаре постоянную оболочку, криосферу, весьма однородную по составу, но очень различную по внешнему виду. Эта оболочка находится в тесных связях, своеобразных и определенных, с литосферой, гидросферой, и атмосферой. У нее есть свой верхний и свой нижний пределы, причем последний очень высоко поднимается вверх в жаркой зоне, постепенно опускаясь по направлению к холодным зонам (где он частично проникает вглубь земли), и, вообще говоря, является переменным в зависимости от времени года (Dobrowolski, 1923). По мнению П.А. Шумского, именно лед определяет неустойчивость криосферы. «В отличие от всех остальных высокотемпературных минералов, лед, образующий прерывистую оболочку в пограничной зоне атмосферы, гидросферы и литосферы, мало где находит термодинамические условия, отвечающие его устойчивому состоянию. Таким образом, равновесие в криосфере гораздо менее устойчиво, процессы льдообразования чаще сменяются противоположными по направлению» (Шумский, 1955, с. 15).

Распределение льда в природной системе зависит от следующих факторов:

- особенностей, присущих льдообразованию в данной среде;

- закономерностей развития природной системы, в которой реализуется льдообразование;
- изменений среды в ходе трансформации или разрушения льда.

Реализуясь в конкретных геологических телах, участвуя в различных природных процессах, кристаллы льда определяют строение криосферы: от эпизодических, кратковременных, формирующих нестабильные системы облаков, содержащих атмосферные льды, до сезонных и многолетних, образующих снежный покров, сезонно-мёрзлые почвы и горные породы, ледяные покровы водоёмов, наледи, и, наконец, многовековые криогенные образования: ледники; толщи мёрзлых горных пород.

Отрасль науки, изучающей лед во всех видах и проявлениях, А.Б. Добровольский (1923) предложил называть криологией. Единство материального носителя предполагает общность внутренних связей, процессов, свойств. Однако, развитие криологии пошло по пути дифференциации. Формирование и распределение льда (снега) в атмосфере и на поверхности Земли изучается метеорологией; развитие сезонных льдов на поверхности морских и пресноводных водоемов рассматривается океанологией и гидрологией; формирование и движение ледяных скоплений (ледников) - гляциологией; изучением формирования льда в литосфере занимается геокриология (мерзлотоведение, криолитология), а в живых системах – криобиология. Положение исследований взаимоотношений криосферы и социума вообще оказалось неопределенным (история, этнография, экономика, медицина). В последние годы формируется новое

научное направление – североведение, в котором эта проблема рассматривается в целом (Глубчиков, Ерохин, 2003). Такое разделение криологии объяснимо, потому что определяется практическими задачами. Однако, необходимость целостного рассмотрения криосферы ощущалась всегда.

Мы считаем, что разделение криосферы следует проводить на основе содержащих лед естественно-исторических образований. Лед, конечно, является главной составной частью, но такие образования в зависимости от природных условий обладают определенными строением и свойствами. В качестве основного структурного элемента мы выделяем устойчивую (квазистационарную) криогенную систему, под которой мы понимаем закономерно построенный природный объект, имеющий отрицательную температуру, общность происхождения, содержащий лед, обладающий структурными связями и устойчивостью к внешним воздействиям.

Квазистационарные криогенные системы обладают одним общим качеством: в пределах каждой из них сохраняется структурная упорядоченность и обеспечиваются определенные параметры системы (температура, механические свойства). Устойчивость параметров и строения соответствует времени, когда криогенная система находится в равновесном состоянии с окружающей средой. Если же рассматривать период формирования системы, или разрушения, то наблюдаются несоответствия и в строении, и в параметрах. Такое состояние системы мы выделяем как

переходное, а область пространства, ему соответствующее, - как переходную зону или область.

В работе уделяется особое внимание рассмотрению переходных состояний криогенных систем. Эта тема недостаточно разработана, хотя имеет большое значение при изучении криосферы. Поэтому в рамках предложенного подхода мы рассматриваем криосферу как совокупность областей стабильного состояния (криогенные квазистационарные системы), разделенных переходными областями. И те, и другие имеют особые черты строения, их соотношение соответствует определенным палеогеографическим и современным условиям. Наиболее динамичными элементами криосферы являются переходные зоны. Их время существования и занимаемая область меньше, чем соответствующие характеристики квазистационарных криогенных систем, но их влияние на структуру и свойства последних исключительно велика.

Авторы убеждены, что сегодня геокриология находится в некотором кризисе, связанным с необходимостью смены парадигмы. Согласно Т. Куну, парадигма есть понятийная система, которую принимает сообщество ученых и которая обеспечивает их схемами проблем и решений (Кун, 1977). Криология оказалась не готовой решать проблемы связанные с изменениями климата Земли, как на глобальном так и на региональном уровне, поскольку оказалось, что различные ее части ведут себя по разному. В геокриологии, например, нет решения как будут вести себя природные геосистемы при площадных антропогенных нарушения в зоне распространения мерзлых

пород. Можно приводить много других примеров, суть же в том, что возникла потребность в поиске новых подходов изучения и понимания взаимосвязей отдельных частей криосферы и происходящих в ней изменений, прежде всего в области изучения динамики криогенных систем. Сегодня в геокриологии ведущую роль играют линейно-детерминистические представления о процессах формирования, трансформации или разрушения мерзлых пород. Промерзающие, мерзлые или оттаивающие массивы рассматриваются как объекты с усредненными показателями (льдистость, влажность, содержание солей и газов, гранулометрический состав, теплопроводность и другие). Устанавливается, что эти параметры зависят от температуры, определяемой поверхностными условиями, и меняются в соответствии с теплообменными процессами. Считается, что, обладая значениями усредненных характеристик строения и теплообмена, можно, с помощью соответствующего математического аппарата, предсказать состояние мерзлых толщ, изменение их характеристик и развитие криогенных процессов.

Авторы попытались продемонстрировать, что криолитозона и криосфера в целом представляет собой совокупность криогенных систем, и их развитие происходит крайне неравномерно. Спокойные периоды квазистационарного, устойчивого состояния в равновесии с окружающей средой, сменяются этапами потери устойчивости, когда внутренние связи ослабевают (и даже разрушаются) и сменяются напряженными критическими периодами, в которые определяется, каким будет строение новой системы.

При этом происходит самоорганизация новой структуры, соответствующей новым условиям. На этапе самоорганизации – в переходном состоянии и области - важна связь структур различного строения и уровня. В таких состояниях действуют смешанные языки (потоки информации и вещества), рождаются новые смыслы, формируются параметры порядка, регулирующие процесс на системном уровне. Происходит кооперация частей системы с возникновением нового качества (Онтология и эпистемология синергетики, 1997). В такие состояния определяющую роль играет не порядок, а хаос. И без этой неупорядоченной, неконтролируемой компоненты были бы невозможны новые качественные изменения.

В траектории развития системы различают точки бифуркации «...или, шире, полифуркации, когда траектория разветвляется. И в законе движения нет указания на то, по какой ветви следовать. Есть лишь спектр возможностей. Выбор ветви зависит от флуктуаций, от факторов локально масштаба. Через малые блуждания система попадает в область притяжения одной из возможных траекторий дальнейшего движения. Хаос сначала обеспечивает возможность схода с прежней траектории при потере устойчивости в зоне кризиса, а затем помогает подключиться к новому аттрактору, вымывая помехи на этом пути» (Баранцев, 2003, с.116).

Перефразируя формулу Л.Н. Толстого - все счастливые семьи похожи друг на друга, и все несчастливые семьи несчастливы по своему, можно сказать, что поведение квазистационарных устойчивых криогенных систем (как и любых других природных и социальных) можно описать и

прогнозировать, в то же время их поведение в неустойчивом состоянии (формирование, трансформации, разрушения) прогнозировать трудно.

Можно предсказать поведение ледника, когда он устойчив, но когда ледник переходит в пульсирующее, неустойчивое состояние возникают неконтролируемые катастрофы. Крупнейшее за последнее время стихийное бедствие произошло осенью 2002 года в Северной Осетии в районе Геналдонского ущелья. В результате схода гигантского ледника было снесено село Кармадон, а число погибших и пропавших без вести составило 113 человек. Можно прогнозировать состояние ледового покрова на реках зимой, но нельзя предугадать его поведение при разрушении во время паводка, как случилось в 2001 году, когда в Республике Саха (Якутия) уровень воды в реке Лене в районе города Ленска превысил отметку 20 метров и пострадало не менее 18 тысяч человек. В то же время и относительный порядок, и хаос образуют единую систему – криосферу.

Настоящая работа не претендует на исчерпывающее рассмотрение всех компонентов криосферы. Для этого требуются усилия многих исследователей. Она служит лишь введением в малоизученную область многоуровневых структурных связей обеспечивающих устойчивое существование и в то же время колоссальную динамику одной из важнейших оболочек Земли.

Актуальность предлагаемого подхода можно проследить на примере проблемы глобального изменения климата. Имеется два сценария развития событий: потепление и похолодания.

По первому из них предполагается уменьшение области распространения криосферы, таяние ледников, морских льдов, мерзлых пород, повышение уровня Мирового океана, затопления прибрежных районов суши. Эта гипотеза основывается на парниковом эффекте, создаваемом углекислым и некоторыми другими газами в атмосфере и обусловленном селективным поглощением излучения. Предполагается, что содержание парниковых газов в самом деле увеличивается за счет антропогенных источников, то есть наблюдается прямое воздействие деятельности человека на криосферу. За последние тридцать лет средняя глобальная температура выросла на 0.4°C.

По второму сценарию, Земля находится в преддверии нового похолодания и соответственно расширение границ криосферы. При этом будут развиваться ледниковые покровы, увеличится площадь мерзлых пород, усилится ледовитость мирового океана. В этом случае произойдет понижение уровня моря, а значительные площади Европы, Северной Америки и Азии покроются ледниками. Обе возможные тенденции развития природной среды связаны с динамикой криосферы и перестройкой ее структуры.

В основу этих сценариев закладываются представления о постепенных и направленных изменениях температуры воздуха и, соответственно, о таких же тенденциях в изменении компонентов криосферы. В то же время у каждой криогенной системы есть инерционность, обратные связи. Попадая в зону нестабильности, она приобретает некоторую непредсказуемость развития. При этом могут возникать различные синергетические и резонансные

эффекты, которые могут вызывать не прогнозируемые эффекты. Такое развитие событий уже начинает проявляться в виде усиления сезонной динамики различных элементов криосферы (зимней температуры, мощности снежного покрова, таяния ледников и др.).

Для авторов было важно показать, что криосфера это не уникальное, характерное только для Земли, явление. В работе рассмотрены материалы по строению криосферы на различных планетах солнечной системы. Не смотря на незначительность материалов по данному вопросу, очевидна близость многих наблюдаемых там криогенных процессов и явлений земным аналогам.

В различные периоды истории Земли параметры криосфер значительно отличались. Разность температур между полярными и экваториальными районами в каменноугольном периоде составляла, например 40-55°C и была причиной сильной атмосферной циркуляции. В ближайшем к нам четвертичном периоде плейстоцене в умеренных широтах среднегодовые температуры изменялись на 10-15°C, а в северных, в области развития ледников – на 40°C и более. В это время в Европе температура опускалась на 10-18°C, а на северо-востоке Азии – на 5-12°C ниже современной. Во время так называемого климатического оптимум голоцена, около 6000 лет назад, наблюдалось значительное неравномерное потепление, и только в северном полушарии.

Авторы не могли оставить без внимания взаимодействия криосферы с живым веществом. Микроорганизмы, а также некоторые насекомые и

отдельные человеческие клетки, например, сперматозоиды, могут долгое время сохраняться в мерзлом состоянии. Как долго, неизвестно; описаны находки микробов в многолетнемерзлых породах, возраст которых более трех миллионов лет. В печати время от времени появляются публикации об оживании замороженных рыб и млекопитающих. Вероятно, микроорганизмы могут существовать в космосе, так что возможен их межзвездный перенос. Теория заселения Земли организмами с других миров, доставленных оттуда замороженными, на самом деле не более фантастична, чем возникновение жизни на самой Земле: появляется все больше свидетельств необыкновенной сложности устройства жизни, удивительной краткости периода, в течение которого она была неизвестна на планете.

В последние десятилетия наблюдается широкое использование различных криогенных систем создаваемых непосредственно человеком. Они применяются в пищевой промышленности, строительстве, медицине, индустрии развлечений сельском хозяйстве и многих других отраслях. Мы рассматриваем данные образования в общей структуре криосферы, выделяя их в отдельную группу – искусственные криогенные системы.

Наша работа направлена на поиск междисциплинарных подходов, которые соответствовали бы сложному и многообразному, и в то же время единому и закономерному явлению, каким представляется криосфера Земли. Книга не предлагает готовых решений, но авторы надеются, что она поможет найти их.

Авторы приносят глубокую благодарность всем товарищам по работе на Амдерминской научно-исследовательской мерзлотной станции, в ПНИИИСе и Институте Геоэкологии, и в частности Ю.С.Петрухину, Л.В.Чистотинову, В.И.Аксенову, А.Н.Минаеву, М.М.Корейше, И.В.Шейкину, Н.П.Левантовской, Ю.Б.Шешину, В.Н.Зайцеву, Л.Н.Максимовой, Г.З.Перльштейну, В.П.Мерзлякову, профессорам И.Д.Данилову и В.Т.Трофимову за замечания и поддержку. За постоянное внимание к своей работе авторы признательны академику В.И.Осипову. Авторы также признательны сотрудникам МГУ, ПНИИИСа, ВСЕГИНГЕО, ВНИИОСПа, Фундаментпроекта, МИСИ, Института Криологии Земли, Надымгазпрома и ряда других организаций за помощь.

ГЛАВА 1. ПЕРВИЧНЫЕ КРИОГЕННЫЕ СИСТЕМЫ

«Из чьего чрева выходит лед и иней небесный, кто рождает его?..»

Иов, глава 38

1.1. Кристалл льда – материальная основа криосферы.

Существование криосферы в первую очередь обусловлено тепловыми процессами, образующими на Земле и в околоземном пространстве области с отрицательной температурой. Фактор низкой температуры хотя и является

необходимым, но недостаточен. Многообразие форм и явлений, наблюдаемое в криосфере Земли, развивается как результат льдообразования.

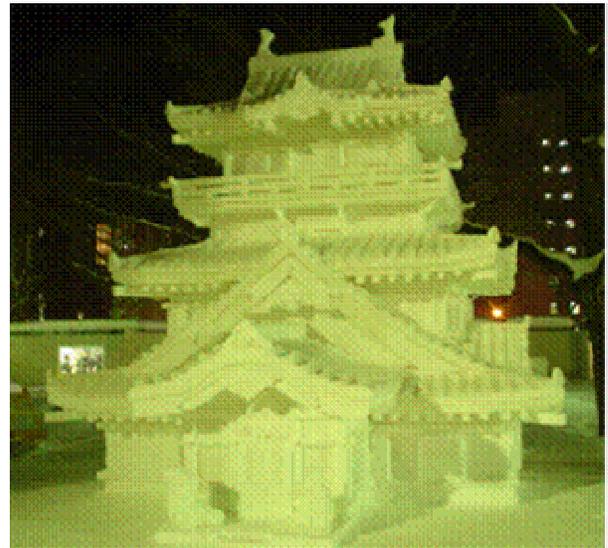
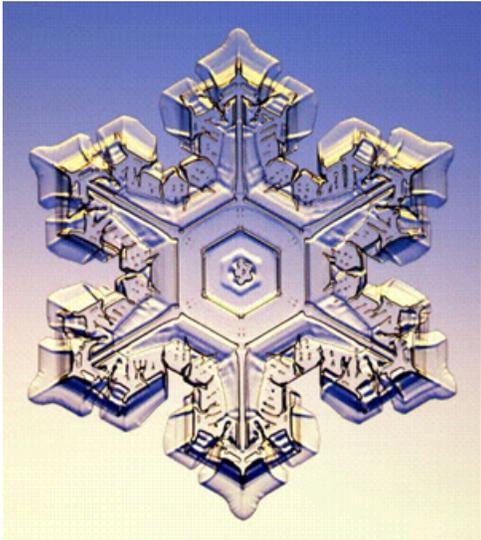


Рис.1. Снежинка, фотография из книги К. Libbrecht (2003), слева; ледяной дом (справа) на снежном фестивале в г. Саппоро (Япония)

Ледники, покрывающие огромные пространства, бескрайние снега равнин Евразии, льды, сковывающие Мировой океан и воды суши, миллиметровые снежинки (рис.1) и многолетнемерзлые породы с пластовыми льдами (рис. 2), впечатляющие искусственные криогенные образования, такие как ледяной дом на снежном фестивале в г. Саппоро (Япония) на рис.1, иней (рис. 3), изморозь и многое другое - результат перехода воды в твердую фазу.



Рис. 2. Пластовые льды на побережье Карского моря, Югорский полуостров; их происхождение дискуссионно



Рис. 3. Иней - звездообразные ледяные образования на поверхности земли как результат резкого ночного

понижения температуры; фотография

Frank L. Hoffman

Криосфера состоит из многочисленных криогенных подсистем различного масштаба. Каждая подсистема обладает определенными пространственными, временными и структурными характеристиками, обеспечивающими ее устойчивое существование, и определяющими последовательность процессов трансформации. Единство всех криогенных подсистем, организующих криосферу, базируется на общем материальном субстрате – водном льде. Кристалл льда - тот элементарный компонент, из которого построены все криогенные системы, существующие на Земле. Именно поэтому, прежде чем перейти к их рассмотрению, необходимо рассмотреть особенности формирования их основы.

1.2.Формирование кристаллов льда в воде.

Для воды известно около сорока физико-химических аномалий: высокая температура плавления твердой фазы (льда), высокая температура кипения, высокое поверхностное натяжение и вязкость, которая уменьшается с давлением, уменьшение объема при плавлении, аномалия плотности, способность переохлаждения до низких температур и другие. Объяснение этих аномалий связано главным образом с водородными связями и

структурой воды. Необычные свойства воды определяют сложный характер и динамику кристаллообразования. Фазовая диаграмма для воды представлена на рис.

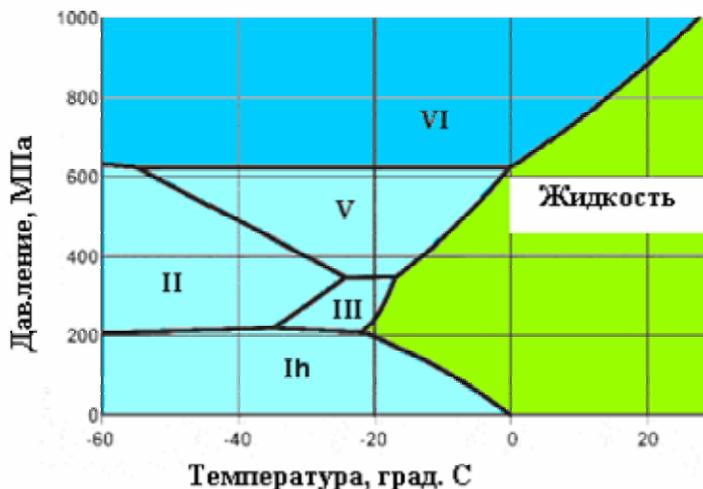


Рис. 4. Фазовая диаграмма воды; римскими цифрами обозначены модификации льда

Установлено около восьми кристаллических модификаций льда; большинство из них существует при высоких давлениях, а некоторые, например лед VII, и при высоких (до 200°C) температурах. Они до сих пор остаются слабо изученными. Обыкновенный гексагональный лед Ih широко распространен в природе. В тропосфере или леднике Антарктиды при температурах ниже -70°C возможно существование низкотемпературного кубического льда.

При понижении температуры воды до точки кристаллизации жидкость кристаллизуется, т.е. возникает новая, более устойчивая в пространстве и во

времени сеть водородных связей между молекулами H_2O . Согласно исследованиям Н. Флетчера (Fletcher, 1970) и других исследователей, вода может оставаться в жидком состоянии при температурах около $-40^{\circ}C$, а в тонких адсорбированных слоях, возможно, до $-70^{\circ}C$. Реально она, однако, в зависимости от минерализации, переходит в твердую фазу при отрицательных температурах, близких к $0^{\circ}C$. Процесс кристаллизации начинается в дискретных локальных областях - зародышах кристаллов. Существуют две теории роста кристаллов: а) гомогенная, в соответствии с которой зарождение кристаллов начинается в однофазной среде, в местах случайных столкновений молекул; при этом образуются очаги новой фазы; б) гетерогенная, согласно которой центрами кристаллизации являются имеющиеся в расплаве (жидкости) инородные частицы. Условия, благоприятствующие росту кристалла льда в воде, определяются степенью переохлаждения, наличием ядер кристаллизации и скоростью удаления теплоты кристаллизации (рис. 4). Каждому состоянию соответствует определенный минимальный размер кристалла, называемый критическим, при котором начинается его спонтанный рост. Кристаллы размером меньше критического для данных условий не могут расти и будут растворяться. Понятие о минимальном совершенном кристалле льда, предложенное В. Н. Голубевым в 1976 г, позволяет охарактеризовать критический размер зародыша при кристаллизации воды в 460-470 молекул с объемом 15.7 nm^3 , что соответствует сфере радиусом 1.56 нм.

После формирования первичного устойчивого центра кристаллизации рост продолжается во всех направлениях. Для рассмотрения особенностей роста кристаллов льда в воде воспользуемся кластерной моделью, предложенной Х. Фрэнком, В. Уэном в 1957 г. Она довольно успешно объясняет особенности возникновения и роста кристаллов льда. Согласно этой модели жидкая вода является конгломератом крупных ассоциатов молекул H_2O (кластеров), возникающих и вновь распадающихся. Представление о льдоподобном строении таких «мерцающих» кластеров основано на ИК и рентгеновских исследованиях воды, которые показали, что расположение молекул внутри кластеров похоже на расположение их в кристаллической решетке льда (рис. 5).

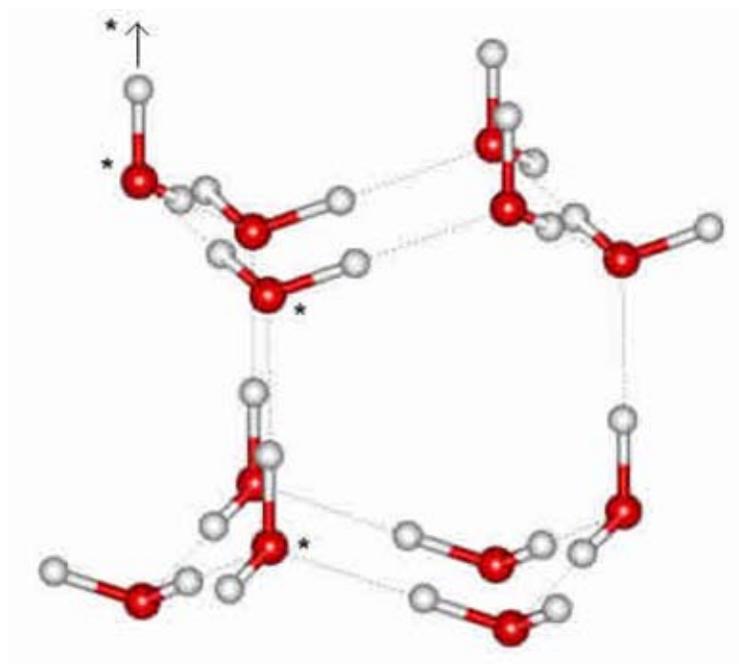


Рис. 5. Кристаллическая решетка льда

При фиксированных термодинамических условиях, возможно, существует определенный пространственный каркас ассоциатов, имеющих статистическое распределение по размерам. При этом считается, что каждая молекула воды при комнатной температуре совершает около $6 \cdot 10^8$ трансляционных скачков в секунду. Повышение температуры ведет к возрастанию количества кластеров при одновременном уменьшении их размеров. Полное разрушение водородных связей в воде и переход молекул в мономерное состояние происходит лишь при температуре 300 - 370°C.

Понижение температуры приводит к увеличению молекул в кластере. При температуре 65°C среднее число молекул в кластере составляет 15 – 50 единиц, при 0°C - 90 - 120 и достигает 150 – 180 единиц при температуре - 20°C (Голубев, 1999). Таким образом, согласно этой модели еще до формирования устойчивых кристаллов льда в воде существуют льдоподобные образования, хотя, по-видимому, несколько отличающиеся по структуре от льда.

Как правило, чем больше удельная поверхностная энергия грани, или другими словами, чем меньше ее ретикулярная плотность, тем больше скорость ее роста при равном пересыщении (переохлаждении). Объясняется это тем, что меньшая ретикулярная плотность связана с меньшим расстоянием между плоскими сетками пространственной решетки кристалла и, следовательно, с большей прочностью связи молекул в перпендикулярном к ним направлении. Поэтому образование двухмерных зародышей на таких гранях наиболее облегчено, и рост их происходит быстрее.

У льда базисная плоскость обладает значительно большей ретикулярной плотностью, чем все другие грани, следовательно, скорость роста базисной плоскости в направлении главной оси должна быть меньше, чем у граней призмы в направлении побочных осей. В результате этого во время роста часто развиваются пластинчатые кристаллы, сплюснутые по главной оси и ограниченные базисными плоскостями.

Кластер, в случае близкого согласования его квазирешетки с решеткой кристалла, может присоединиться к растущей грани с формированием поверхности срастания, свободная энергия которой может изменяться от нуля, при идеальном согласовании решеток, до 65 эрг/см^2 . Последнее значение отвечает поверхностной энергии граней соседних кристаллов льда (Голубев, 1999).

Рост кристаллов льда происходит не постоянно как результат отложения на гранях отдельных молекул, а скачками, за счет присоединения отдельных блоков размером примерно $10^{-7} - 10^{-3} \text{ см}$. Это вызывает в отдельных микроблоках изменение кристаллографических осей $\langle C \rangle$ и $\langle a \rangle$ на несколько угловых минут и даже градусов. В кристаллах, образующихся в условиях переохлаждения до -10°C , разориентация отдельных блоков достигает 1-3 угловых градусов, а в случае малых переохлаждений такая разориентация не превышает долей градуса.

Механизм кластерного роста, однако, не исключает возможность присоединения к растущей грани кристалла отдельных молекул, хотя такой процесс, очевидно, является второстепенным, особенно в случае

значительных переохлаждений воды. При малых переохлаждениях (доли градуса С) встраивание кластера становится возможным при практически полном согласовании ориентации кластера с ориентацией растущего кристалла (Голубев, 1999).

Рост кристалла может происходить не только в растворе, но и в газовой среде; при этом молекулы воды из пара осаждаются на лед. Считается, однако, что фактически кристалл обычно растет за счет жидких капель, образующихся при полном насыщении пара (при относительной влажности 100%) на поверхности кристалла и немедленно замерзающих. Если в такой среде с насыщенным паром продолжать понижать температуру, пар становится пересыщенным. На рис. 6 представлена степень пересыщения пара при различных температурах: при -5°C она составляет около 5%, а при -20°C возрастает до более чем 20%; соответственно, возрастает скорость осаждения молекул и кристаллизация.

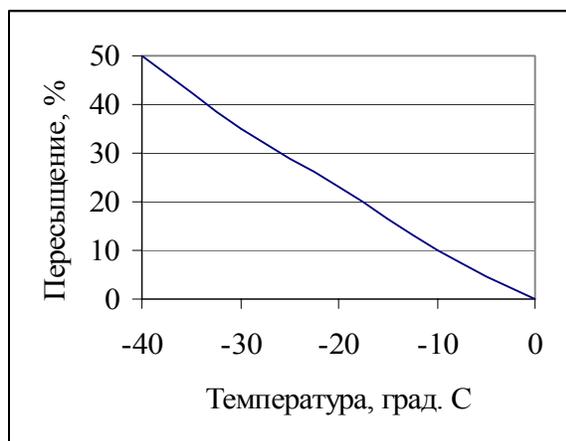


Рис. 6. Пересыщение водного пара при различных температурах (Rodgers, 1979)

Процесс перехода воды из жидкого состояния в твердое происходит в некотором объеме, и следует говорить не о фронте кристаллизации, а об области кристаллизации, которая захватывает: 1) часть переохлажденной воды, в пределах которой кластеры с соответствующей ориентацией квазирешетки могут присоединяться к поверхности кристалла; 2) ближайшую к границе раздела зону внутри кристалла, где происходит релаксация структурного несовершенства кристалла. Таким образом, существует определенная переходная зона, которая, реагируя на изменение внешних условий, определяет строение и морфологию кристаллов.

Скорость роста кристалла льда будет определяться скоростью притока вещества или скоростью отвода теплоты кристаллизации. Используя методы термодинамики необратимых процессов, для потока массы растущего льда q_s Б.В.Дерягин (1987) получил следующее выражение:

$$q_s = \alpha_{11} \left(dP + \rho_s Q \frac{dT}{T} \right)$$

где α_{11} - коэффициент, который характеризует сопротивление смещению льда, зависящее от гидродинамического сопротивления коммуникаций; ρ_s - плотность; Q - теплота фазовых переходов, dT – понижение температуры, dP – перепад давления. В работе С.Е.Гречищева и других (1980) на основе рассмотрения кинетики взаимодействия фаз в области границы фазовых переходов было получено выражение:

$$v_w d(Cq_w) = -Q \frac{dT}{T} - v_{ice} dG^{sk} - (v_{ice} - v_w) dP$$

где v_w и v_{ice} - удельные объемы соответственно пленки воды и льда, q_w - поток влаги, C - коэффициент, G^{sk} и P - давление соответственно во льду и в водяной пленке. Нетрудно видеть сходство выражений С.Е.Гречищева и Б.В.Дерягина, а впервые формула подобного типа для описания скорости фазового перехода была предложена, по-видимому, академиком Н.С.Акуловым еще в 1946.

Благодаря большой скорости реакции форма кристаллов льда очень чувствительна к внешним условиям; изменение среды может вызвать быструю смену способных расти или сохраняться форм. Так, любой выступ на поверхности растущего кристалла будет находиться в более благоприятных условиях роста. Поэтому поверхность растущих кристаллов, как правило, неровная.

При медленном росте образуются сплошные грани, несущие параллельную базису штриховку линии нарастания. Если базисная плоскость кристалла параллельна поверхности роста, то на ней наблюдаются отдельные ступени высотой порядка 0.4-0.6мм. В том случае, если базисная плоскость растущего кристалла расположена под углом к плоскости роста, то на ней формируется система параллельных борозд. Каждый выступ представляет собой ледяную пластинку толщиной в доли миллиметра. На ребрах пластинок часто наблюдается мелкая зазубренность под углом 60° - зачатки скелетного роста по одной из побочных осей. В случае большого наклона

главной оси к направлению роста и большому содержанию примесей в растворе высота выступающих частей достигает размера в несколько миллиметров. Это явление известно как «штриховка Фореля». Она представляет собой тонкую прямолинейную ребристость на поверхности ледяных кристаллов, расположенную по линиям сечения поверхности базисной плоскостью.

Свежеобразованный лед претерпевает многочисленные микроструктурные преобразования, связанные с рекристаллизацией и достройкой структуры кристаллов. Этот процесс выделяется как «первичный диагенез» льда.

Кристаллизация в растворах

В природной воде всегда содержатся растворенные соли, что вызывает существенное влияние на процессы ее замерзания и кристаллизации льда. Взаимодействие ионов солей с молекулами воды (гидратация) эквивалентно повышению температуры жидкости или понижению потенциальных барьеров между молекулами, что приводит к понижению температуры замерзания. Химический состав природных растворов разнообразен, поэтому рассмотрим процесс их охлаждения и замерзания на примере морской воды; такие растворы обычны, например, в засоленных мерзлых породах Арктического побережья.

Как известно, средний химический состав морской воды следующий (Хорн, 1972): Cl - 19.7 г/кг; Na - 10.8; SO₄ - 2.7; Mg - 1.3; Ca - 0.4; K - 0.4; HCO₃ - 0.1; Br - 0.07; Sr - 0.08 г/кг. При понижении температуры в определенной точке, зависящей от концентрации раствора и возможностей переохлаждения (табл. 2), начинает кристаллизоваться лед; остающийся по мере выделения льда раствор становится более концентрированным.

Таблица 2. Состав и соотношение фаз при разных температурах при вымораживании морской воды (Савельев, 1971)

Температура, °C	Состав и количество солей (г) на 1 кг морской воды						Соотношение фаз	
	H ₂ O	Na ₂ SO ₄	CaSO ₄	NaCl	KCl	MgCl ₂	жидкая (на 1000 г смеси)	твердая (чистый лед + соль на 1000 г смеси)
0.0	-	-	-	-	-	-	1000	-
-1.8	-	-	-	-	-	-	1000	-
-5.6	648.2	-	-	-	-	-	351.8	648.2
-7.6	78.0	0.16	-	-	-	-	273.6	726.4
-9.5	40.1	1.65	-	-	-	-	231.9	768.1
-10.6	21.8	0.47	-	-	-	-	209.6	790.4
-12.3	18.2	0.32	-	-	-	-	191.0	809.0
-15.0	21.1	-0.04	0.15	-	-	-	169.3	830.7
-17.0	16.7	-0.09	0.11	-	-	-	152.6	847.4
-22.6	32.8	-0.24	0.36	2.47	-	-	117.6	882.4
-24.2	27.3	-0.08	0.29	11.43	-	-	68.8	931.2
-26.0	15.5	-0.15	0.10	4.40	-	-	48.9	951.1
-28.0	6.7	-0.09	1.80	1.80	-	-	40.4	959.6
-30.8	5.5	-0.05	0.06	1.30	-	-	33.6	966.4
-32.2	1.2	-0.05	0.03	0.70	-	-	32.7	967.3
-34.2	3.7	-0.04	0.02	0.52	0.13	-	27.4	972.6
-35.5	1.2	-0.01	0.02	0.28	0.10	-	25.8	974.2

Если температура продолжает понижаться, то при -8.2°C, или -7.3°C по Гиттерману (Савельев, 1971) из рассола кристаллизуется глауберова соль

(мирабилит) - $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, а при -22.9°C - NaCl . При температуре -36.8°C из рассола выпадает KCl , при -43.2°C - $\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ и при -54°C $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (Паундер, 1967). Выпадает также некоторое количество CaCO_3 . Наконец, при температуре -55°C замерзает весь раствор. В системе при понижении температуры непрерывно меняется состав солей и соотношение фаз (Савельев, 1971). Если замерзание началось с большей, или меньшей концентрации раствора, в сравнении с морской водой, то изменяется скорость замерзания и количество льда, а система проходит аналогичные стадии. При этом до температуры -17°C (и выше) основная масса солей - 99.65%, по Дитмару (Зубов, 1957), находится в растворе, за исключением глауберовой соли.

Происходят и химические реакции. В частности, около -15°C раствор насыщается сернокислым кальцием и при дальнейшем охлаждении происходит превращение сернокислого натрия в сульфат кальция. Следует отметить, что экспериментальные исследования в этой области весьма сложны и не всегда обеспечивают воспроизводимость результатов. Так, по В.Рингеру (Зубов, 1957; Савельев, 1971) температура полного отвердевания раствора соответствует эвтектической температуре выпадения из раствора хлористого кальция, т.е. -55.0°C , тогда как по Гиттерману она равна -36°C и обусловлена выпадением из раствора хлористого магния. Хлористый кальций при этом в результате реакции обмена переходит в сернокислый кальций. Ввиду того, что в морской воде и в рассоле молярное содержание Ca^{2+} меньше SO_4^{2-} , то конечная точка замерзания раствора соответствует

температуре выделения $\text{MgCl}_2 + 12\text{H}_2\text{O}$. Сернокислый кальций кристаллизуется при -17°C .

Показательно также сравнение данных по вымораживанию Na_2SO_4 . По Рингеру с понижением температуры в системе происходит непрерывное увеличение Na_2SO_4 в твердой фазе, по Гиттерману вначале наблюдается нарастание Na_2SO_4 в жидкой фазе до температуры -7.6°C (за счет увеличения концентрации рассола в результате выделения пресного льда), а затем наступает понижение концентрации Na_2SO_4 до температуры -22.6°C . При дальнейшем понижении температуры концентрация Na_2SO_4 в жидкой фазе вновь возрастает, достигая второго максимума при -35.6°C . Это явление объясняется регенерацией солей в разных фазовых состояниях (согласно реакции $\text{CaSO}_4 + 2\text{NaCl} = \text{CaCl}_2 + \text{Na}_2\text{SO}_4$, а потом наоборот по мере вымерзания).

Анализ 1 кг морской воды с соленостью 35.5%, замороженной при температуре -30°C , приводит также О.Свердруп (Зубов, 1957): твердая фаза: 931.9 г - лед; 203.2 - кристаллы NaCl ; 3.95 - кристаллы Na_2SO_4 ; следы кристаллов CaCl_2 ; рассол 43.95 г (из них 23.3 г - H_2O ; остальное - Na - 1.42 г, Mg - 1.31 г, K - 0.38 г, Ca - 0.39 г, Cl - 7.03 г, Br - 0.08 г, SO_4 - 0.09 г).

Соли выпадают в осадок при замерзании раствора преимущественно в виде кристаллогидратов. В естественных условиях они образуют своеобразную криотермную горную породу, например, отложения мирабилита в Тянь-Шане или в донных отложениях озер Забайкалья (Иванов, 1987).

При этом кинетика процесса весьма сложна, при быстром замерзании раствора электролит может попасть в состав льда (захват ионов, рассола), процесс захвата ионов коллективный, с образованием электрических потенциалов (так называемый эффект Воркмана - Рейнольдса, предложенный для объяснения причины электризации при грозе). В реальных условиях замерзания более плотный рассол может опускаться вниз и лед образуется из опресненной воды, возникают различные конвективные потоки, обусловленные градиентами концентрации, плотности, температуры и т.д. Установлено, что в результате захвата ионов (Савельев, 1971) быстро образующийся лед является более соленым, чем медленно образующийся (от 5.64% при -16°C до 10.16% при -40°C). Ячейки с рассолом во льду являются подвижными (от нескольких мм в день до нескольких мм в час), скорость их движения зависит от температурного градиента. Важное значение имеет также процесс захвата ионов кристаллами льда. Во льду возрастает концентрация водородных ионов и снижается pH (Иванов, 1987).

Замерзание поровой воды осложняется в дисперсных грунтах также ориентирующим влиянием твердых частиц, что приводит к понижению температуры замерзания. Так, в ямальском суглинке (оз. Тюрин-То) с естественной засоленностью 0.4% при температуре -3 ÷ -6°C еще содержится от 10 до 20% незамерзшей воды, т.е. концентрация порового раствора составляет 20-40 г в 1 литре. Соответствующие данные по суглинку из района Югорского полуострова свидетельствуют о том, что при засоленности

1.5% и влажности 16% температура замерзания составляет -6.4°C , при $W=19\%$ - 4.8°C , при $W = 32\%$ - 2.5°C .

В некоторых случаях необходимо учитывать тепловые эффекты растворения и выпадения солей в осадок в поровом растворе. Сами по себе эти эффекты невелики, особенно в сравнении с теплотой кристаллизации воды. В частности, при растворении 1 моля NaCl (58 г) поглощается 5.36 кДж или 1.28 ккал, т.е. около 22 кал на 1 г соли. Теплота плавления льда составляет около 80 кал/г, а теплоемкость воды 1 кал/г*град. При обычном содержании солей около 3-5% тепловой эффект растворения едва достигает 1-2% от теплоты фазового перехода вода-лед. Например, необходимо растворить около 100 г соли, чтобы поглощенного тепла было достаточно для замораживания 27 г воды. При этом растворение 45 г NaCl способно понизить температуру 1 л воды на 1°C , т.е. точные расчеты температуры породы должны учитывать тепловые эффекты растворения-выпадения солей. Еще более важное значение этот эффект может приобретать в случаях, когда растворяются большие объемы соли. При соприкосновении залежей каменной соли с водой или сильно минерализованных растворов возможны значительные физико-геологические эффекты, вплоть до образования мерзлоты. Нечто подобное, возможно, происходит в условиях высокогорных соленых озер.

Таким образом, замерзание порового раствора представляет собой сложный процесс, сопровождающийся выделением льда (в той или иной

степени содержащего соли) и концентрированием остающегося раствора, в котором происходят химические реакции и осаждение солей. Температура полного замерзания (при морском составе солей) является экспериментальной величиной и изменяется по различным данным от -36°C до -55°C для свободного раствора морской воды и, вероятно, еще ниже для порового раствора засоленных мерзлых пород. Концентрация порового раствора является функцией температуры, но физико-химические и особенно химические процессы при изменениях температуры не всегда являются обратимыми. Такой характер процесса замерзания свидетельствует о неустойчивом характере равновесия в поровом растворе засоленных мерзлых пород.

Формы ледяных кристаллов, растущих в растворах, своеобразны. Пластинчатое строение кристаллов льда и обусловленная им ребристость бывают видны в результате кристаллизации из воды, богатой растворимыми примесями, которые располагаются через более или менее равные промежутки в виде тончайших прослоек по базисным плоскостям кристаллов.



Рис. 7. Каналы с солевым раствором внутри морского льда, фото из книги D. Thomas (2004)

В процессе охлаждения раствора происходит отдельное формирование решеток льда и у каждой из солей. При этом происходит расслаивание раствора - расплава, причем соли вытесняются к периферии области роста зародыша, а затем и кристалла льда. Вокруг кристаллов образуются как бы «клетки» и «каналы» из ячеек раствора повышенной концентрации (рис. 7). Поверхность фронта кристаллизации льда становится ячеистой (вместо плоской). Изменение подвижности молекул воды в растворе и температуры фазового перехода наиболее сильно сказывается на стадии возникновения зародышей льда, а преобразование формы фронта кристаллизации и формирование прослоек и ячеек рассола – на стадии роста сформировавшихся зародышей. Процессы выпадения кристаллогидратов солей и миграция рассолов определяют уже отвердевание поликристаллического ледяного образования. Минеральные примеси и

растворенные соли в ходе роста распределяются между элементарными пластинками внутри кристаллов и между ними. В соленых льдах рассол образует прослойки в базисных плоскостях кристаллов, разделяющих кристаллы на ряд пластинок. Чем быстрее происходила кристаллизация и чем больше концентрация солей, тем толще прослойки рассола (до нескольких миллиметров при близкой к нулю температуре) и тем тоньше относительно разделяемые ими элементарные пластинки льда. Расстояние между соседними прослойками включений в кристалле тем меньше, чем больше концентрация примесей в растворе.

Интересен механизм действия биологических криопротекторов – белков, предотвращающих кристаллизацию льда в клеточном растворе. Считается, что они адсорбируются на поверхности ледяного кристалла и тем самым препятствуют его росту. Их структуры оказались неожиданно весьма различны (рис. 8).

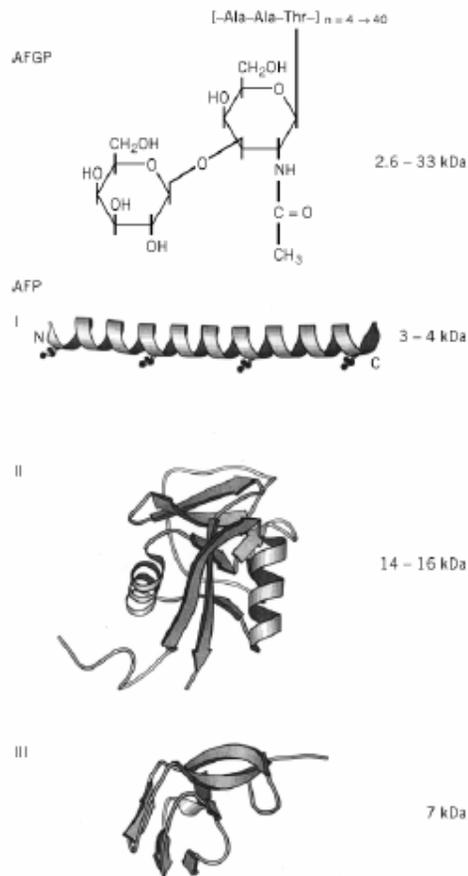


Рис. 8. Структуры различных криопротекторов; приблизительные массы указаны в kDa (Cheng and DeVries, 1991)

Наращение льда на твердое основание

Экспериментами установлено, что кристаллы льда нарастают на подложку преимущественно главной осью параллельно основанию (по закону Кальба) в условиях обратной температурной стратификации, когда переохлаждение возрастает по мере удаления от поверхности основания внутрь толщи воды и основание играет роль только места зарождения

кристаллов, а не источника холода. При замерзании растущая поверхность кристалла льда в этом случае сформирована ребрами базисных пластинок и будет иметь полосчатое строение

Кристаллы льда нарастают преимущественно главной осью по нормали к основанию (по так называемому закону Бэртэна) в условиях теплоотдачи в этом направлении, когда переохлаждение в стадию протокристаллизации ограничено более или менее тонким слоем воды, прилегающим к основанию. Чем тоньше переохлажденный слой в момент зарождения кристаллов, тем однообразнее ориентировка.

Плавление (термическое разрушение) льда

Пластинчатое строение кристалла льда проявляется в процессах, происходящих при его таянии. Разрыв связей происходит не только на поверхности льда, но в определенном слое, который в зависимости от свойств льда (прозрачности, плотности и других) может достигать десятки сантиметров. Ослабление промежутков между базисными плоскостями отчетливо проявляется в распространении по этим плоскостям областей внутреннего таяния, так называемых «цветов Тиндаля» (рис. 9), - при поглощении тепловой энергии. «Цветы» расположены параллельно друг другу в базисных плоскостях, а лепестки «цветов» - в направлении побочных кристаллографических осей. Возникновение фигур плавления указывает на

анизотропию внутреннего таяния, распространяющегося по базисной плоскости.

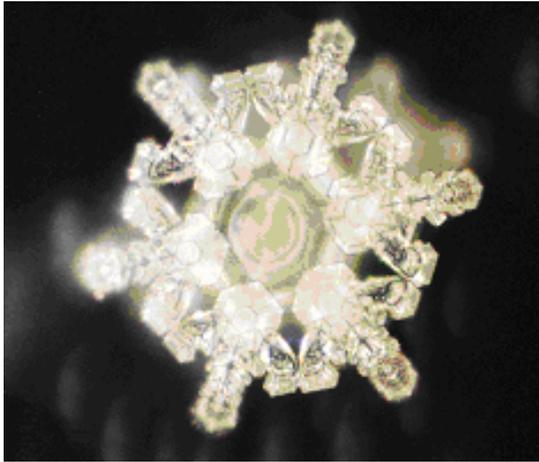


Рис. 9. Водный цветок, образующийся при плавлении льда, - феномен, известный как «цветы Тиндаля», фото Hado Publishing

Монокристалл льда можно представить как агрегат, состоящий из тонких (около 0.06мм), но прочных пластинок, перпендикулярных оптической оси, которые соответствуют слоям густого расположения атомов. Минеральные примеси и соли в ходе роста равномерно распределяются между элементарными пластинками внутри монокристалла льда.

Несмотря на то, что кристаллы льда имеют сложное строение и состоят из отдельных слоев, они могут считаться монокристаллом, поскольку имеют по всему объему одно и тоже направление главной оптической оси.

1.3. Формирование льда в атмосфере

«Нет двух снежинок одинаковой формы»

Старая поговорка, справедливость которой трудно проверить

Лишь около 15% водяного пара, постоянно присутствующего в атмосфере, дают начало атмосферным ледяным образованиям, которые могут достигать земной поверхности в виде твердых осадков (снег, снежные зерна, крупа, ледяной дождь, град). Однако благодаря именно этой составляющей природных льдов поддерживается существование снежников и ледниковых щитов и на 14% поверхности Земли (72 млн км²) ежегодно формируется устойчивый снежный покров.

Температура (°C)	Потенциальное начало кристаллизации
0	нет зародышеобразования
-4	нет зародышеобразования
-10	60% вероятность зародышеобразования и присутствия льда
-12	70% вероятность зародышеобразования и присутствия льда
-15	90% вероятность зародышеобразования и присутствия льда
-20	100% вероятность зародышеобразования и присутствия льда

Таблица. 3. Вероятность возникновения ледяных кристаллов в атмосфере (Pruppacher and Klett, 1978)

Начало кристаллизации воды в атмосфере зависит от температуры (табл. 3). В зависимости от термодинамических условий в тропосфере и в приземном слое во время выпадения снежные кристаллы могут иметь разнообразную форму и размеры.

Таблица 4. Формы ледяных кристаллов в зависимости от температуры (Pruppacher and Klett, 1978)

Температура, при которой происходит зародышеобразование, °С	Морфология кристаллов	
0 до -4	Тонкие простые пластинки	
-3 до -6	Иглы	
-6 до -10	Пустотелые колонны	
-10 до -12	Пластинки разной формы, в том числе разветленные	
-12 до -16	Дендриты, а также разнообразные пластинки	
-16 до -22	Пластинки разной формы, в том числе разветленные	
-22 до -40	Целые и пустотелые колонны, розетки	

Международная ассоциация гидрологии предложила следующую классификацию формы снежных кристаллов: пластинка, звездчатый кристалл, столбик, игла, древовидный кристалл, увенчатый столбик, неправильный кристалл, крупа. В соответствии с формой первичных снежных кристаллов носят название и их сростки: звездчатые, пластинчатые, столбчатые и пр. Согласно опытам У.Накая (Nakaja, 1954), при температурах от 0 до -4°С вырастают плоскопараллельные пластинки, от -4 до -10°С –

вытянутые столбики, от -10 до -22°C вновь пластинки и при температурах ниже -22°C опять столбики (табл. 4).

Чем ниже температура воздуха, тем мельче размеры выпадающих снежинок. Диаметр «ледяных иголок», выпадающих в безветренную погоду при очень сильных морозах, не превосходит нескольких микронов. Например, в Антарктиде на станции Пионерской при температуре воздуха -50°C отмечался размер кристаллов выпадающего снега около 0.1 мм (Котляков, 1961). При температуре от -30 до -40°C диаметр снежинок составляет 0.15 — 0.25 мм, а при -3°C равен 1 — 2 мм, т. е. на порядок больше. Наиболее крупные снежинки выпадают в условиях морского климата, где зимняя температура воздуха близка к 0°C . На Черноморском побережье Кавказа и юго-западных склонах Главного Кавказского хребта, на острове Хоккайдо и Курильских островах, Сахалине диаметр свежеотложившихся снежинок может превышать 5 см.

Роль примесей в зарождении кристаллов

Еще Оствальдом было сформулировано так называемое *правило ступеней*, гласящее, что если из ставшего неустойчивым состоянием вещество может перейти в другие агрегатные состояния различной степени устойчивости, то сначала появляются менее устойчивые и лишь затем более устойчивые формы. Согласно этому правилу перенасыщенный водяной пар

при отрицательных температурах должен сначала конденсироваться в капли переохлажденной воды, которая затем кристаллизуется.

Формирование льда в атмосфере и в самом деле происходит, как правило, в виде двухступенчатого процесса. На первой ступени происходит конденсация водяного пара на различных частицах примесей, на второй - гетерогенная кристаллизация капель сконденсировавшейся влаги при столкновении их с присутствующими в атмосфере ледяными или инородными частицами. Основанием для выдвижения этой гипотезы гетерогенного механизма формирования льда в атмосфере послужили:

- а) присутствие в ледяных кристаллах инородных частичек, нерастворимых в воде;
- б) развитие конденсационных процессов при парциальном давлении водяного пара ниже требуемого для реализации гомогенного механизма;
- в) кристаллизация капель при относительно высокой температуре воздуха (выше -40°C).

Ядрами кристаллизации могут служить различные объекты. Одни материалы ускоряют кристаллизацию, и она обычно начинается при более высокой температуре, называемой температурой активации, чем в присутствии других (табл. 5). Интересно, что хорошими ядрами кристаллизации могут служить некоторые бактерии, в которых найдены белки, стимулирующие зародышеобразование. Необходимым условием эпитахии, т.е. нарастания одного материала на другой, является близкое совпадение параметров решеток субстрата и нарастающего материала.

Таблица 5 Ядра кристаллизации льда и температуры их активации (Rogers, 1979)

Материал	Температура активации, °С	Источник
Некоторые бактерии	-2.9	Найдены на разлагающихся древесных листьях
Иодистое серебро	-4	Используется для образования искусственных облаков
Сульфид меди	-7	Находится в сточных водах
Хлористый натрий	-8	Морская вода
Каолинит	-9	Глинистый минерал
Вулканический пепел	-13	Обычный аэрозоль
Вермикулит	-15	Глинистый минерал

У. Накая (Nakaja, 1951) экспериментально установил, что образование атмосферных кристаллов льда проходит через стадию сжижения. Процесс формирования капли на твердой частице включает в себя несколько этапов. На первом - на поверхности твердого тела конденсируются мелкие зародышевые капельки. При высокой концентрации водяного пара изолированные капельки, разрастаясь по поверхности частицы, наконец, сливаются в одну каплю, вмещающую в себя частицу, явившуюся инициатором конденсации.

Дальнейший рост кристаллов может происходить двумя путями. Во – первых, лед образуется в результате сублимации на ядре из водяного пара, непосредственно переходящего в твердое состояние. Во вторых, он возникает на ядре в результате отвердевания жидкой пленки или присоединившихся

капель воды. Последующее встраивание молекул водяного пара в кристаллическую решетку льда можно рассматривать как двухстадийный процесс, включающий в себя:

1) вхождение молекул в концентрационную зону, распространяющуюся от поверхности кристалла приблизительно на длину свободного пробега молекул (10^{-5} см),

2) собственно встраивание молекулы в решетку льда, что предполагает возникновение водородной связи между адсорбированной молекулой и поверхностной молекулой льда и последующую миграцию адсорбированной молекулы по поверхности к месту присоединения (к ступени роста или к дислокации).

Существует зависимость между кривизной поверхности растущего кристалла и упругостью пара. Над кристаллами, имеющими форму шестиугольной пластинки, упругость пара над вершинами выше, чем над ребрами и плоскими гранями; в свою очередь упругость пара над ребрами превышает упругость пара над гранями, и упругость пара над последними больше, чем в углублениях. Соответственно диффузия пара к плоскости пластинки начинается при меньшем пересыщении, чем диффузия к ребрам и вершинам. Следовательно, при незначительных пересыщениях формируются столбчатые кристаллы, а при повышении пересыщения возникают пластинки, еще большее пересыщение приводит к образованию дендритной формы кристаллов атмосферного льда (Савельев, 1971).

Многообразие форм кристаллов льда в атмосфере объясняется следующими обстоятельствами. Во-первых льдообразование происходит при очень высоких для льда температурах, поэтому давление паров воды велико и физические процессы на поверхности растущих кристаллов протекают чрезвычайно интенсивно. Во-вторых, из-за существования особого слоя на поверхности кристаллов.

Для рассмотрения состояния поверхности кристалла льда в воздухе воспользуемся представлениями Маэно (1988). При температурах, близких к точке плавления льда, его поверхность покрывается тонкой жидкой пленкой. Такая пленка носит название квазижидкого или переходного слоя. Первым мысль о существовании на поверхности льда квазижидкого слоя высказал Фарадей (1850), открывший явление «перезамораживания» льда. Спустя примерно 100 лет американский химик Уайл, воспользовавшись аналогией с двойным электрическим слоем, который образуется на поверхности ионных кристаллов, дал теоретическое обоснование возможности существования на поверхности льда квазижидкого слоя.

На поверхности квазижидкого слоя расположение дипольных молекул воды в достаточной мере упорядочено. При 0°C степень ориентации составляет 0.74, т.е. 74% молекул воды ориентированы протонами наружу. По мере продвижения вглубь от поверхности степень ориентации экспоненциально спадает и в толще кристалла льда принимает характерное для неупорядоченного расположения значение 0.5.

Следовательно, квазижидкий слой можно назвать переходным: по его глубине от поверхности до границы с кристаллом льда происходит непрерывное изменение расположения диполей, и в результате образуется двойной электрический слой. Название «квазижидкий» дано этому слою потому, что он и не жидкий, и не кристаллический, расположение молекул воды внутри него хаотично, как в жидкости, но ориентация диполей по сравнению с самим кристаллом льда отличается упорядоченностью.

Переходный слой захватывает от нескольких десятков до нескольких сотен молекулярных слоев. Соответственно меняется и его толщина, причем при приближении к точке плавления она резко возрастает. Хотя строение переходного слоя требует дальнейшего изучения, можно предположить, что в нем так же, как и в воде вблизи растущей поверхности формируются ассоциации молекул (кластеры), встраивающихся затем в кристаллическую решетку ледяного кристалла.

У льда базисная плоскость обладает значительно большей ретикулярной плотностью, чем все другие грани, следовательно, скорость роста в направлении побочных осей будет наибольшая. В результате во время роста ледяных кристаллов в атмосфере развиваться преимущественно пластинчатые кристаллы, сплюснутые по главной оси и ограниченные базисными плоскостями. Поскольку наибольший рост наблюдается у вершин растущих граней, то кластеры, сформировавшиеся в квазижидком слое, для того чтобы восстановить нарушенное равновесие, перемещаются в первую

очередь именно сюда. В результате скелетного роста формируются снежинки.

Облака.

Отдельные элементарные криогенные системы, формирующиеся в атмосфере, не играют существенной роли в природных процессах. Однако роль эта резко усиливается, при образовании скоплений данных образований в виде облаков.

Облака являются результатом сложных и разнообразных физических процессов, происходящих в атмосфере. Чаще всего их образование происходит в результате восходящего движения воздуха. При подъеме воздуха на каждые 100 м, происходит его адиабатическое охлаждение на один градус. Таким образом, для воздуха, не очень далекого от насыщения, вполне достаточно подняться вверх на несколько сотен метров, в крайнем случае на одну-две тысячи метров, чтобы в нем началась конденсация.

В результате подъема воздуха и скопления в определенных зонах продуктов конденсации — капелек и кристаллов возникают облачные системы, достигающие площади в сотни тысяч квадратных километров. Размеры облачных элементов — капелек и кристаллов — настолько малы, что их вес уравнивается силой трения еще тогда, когда они имеют очень малую скорость, падения. Установившаяся скорость падения капелек

получается равной лишь долям сантиметра в секунду. Скорость падения кристаллов еще меньше. Это относится к неподвижному воздуху. Но турбулентное движение воздуха приводит к тому, что столь малые капельки и кристаллы вовсе не выпадают, а длительное время остаются взвешенными в воздухе. Облака переносятся воздушными течениями. Если относительная влажность в воздухе, содержащем облака, убывает, то облака испаряются. При определенных условиях часть облачных элементов укрупняется и утяжеляется настолько, что выпадает из облака в виде осадков.

Механизмы такого подъема воздуха различны. Воздух может подниматься в процессе турбулентности в виде неупорядоченных вихрей. Он может подниматься в более или менее сильных восходящих токах конвекции. Может происходить и подъем больших количеств воздуха на атмосферных фронтах и в гребнях атмосферных волн.

Отдельные облака существуют подчас очень короткое время. Например, индивидуальное существование кучевых облаков иногда исчисляется всего 10—15 минутами. Это значит, что недавно возникшие капельки, из которых состоит облако, снова быстро испаряются. В действительности облака находятся в процессе постоянного новообразования и исчезновения (испарения; часто неправильно говорят — таяния). Одни элементы облака испаряются, другие возникают заново. Длительно существует определенный процесс облакообразования; облако же является

только видимой в данный момент частью общей массы воды(в жидком и твердом состоянии), вовлекаемой в этот процесс.

Облака могут состоять и только из жидких капель, и только из ледяных кристаллов, а также из тех и других одновременно.

По своему строению облака делятся на три класса.

Водяные (капельные) облака, состоящие только из капель воды. Они могут существовать не только при положительных температурах воздуха, но и при отрицательных (-10°C и ниже). В этом случае капли находятся в переохлажденном состоянии.

Смешанные облака, состоящие из смеси переохлажденных капель воды и ледяных кристаллов. Они могут существовать, как правило, при температурах воздуха от -10 до -40°C .

Ледяные (кристаллические) облака, состоящие только из ледяных кристаллов. Они преобладают, как правило, при температурах воздуха ниже -30°C .

На рис. 10. показана повторяемость фазового состояния облаков в зависимости от температуры.

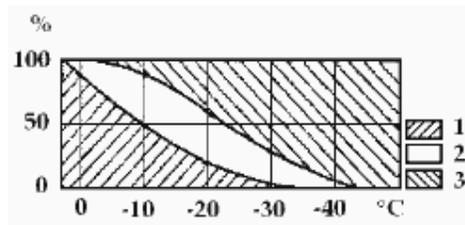


Рис. 10. Повторяемость различного фазового состояния облаков при разной температуре.

1 – капельные облака, 2 – смешанные облака, 3 – кристаллические облака.

В теплое время года водяные облака образуются главным образом в нижних слоях тропосферы, смешанные — в средних слоях, ледяные — в верхних. В холодное время года при низких температурах смешанные и ледяные облака могут возникать и вблизи земной поверхности. Чисто капельное строение облака могут сохранять до температур порядка -10°C (иногда и ниже).

При более низких температурах в облаке наряду с капельками встречаются и кристаллы, т. е. облако является смешанным.

Наиболее высокие облака тропосферы, наблюдающиеся при температурах порядка -30 — -50° , имеют, как правило, чисто кристаллическое строение.

Количество капелек в единице объема облачного воздуха сравнительно невелико: от сотен на кубический сантиметр в нижней тропосфере до единиц на кубический сантиметр в высоких слоях тропосферы. Содержание

кристаллов в облаках еще меньше — порядка 0,1 на один кубический сантиметр.

Хотя количество капелек или кристаллов в единице объема облачного воздуха значительно, элементы эти так малы, что содержание воды в жидком виде в облаках незначительно. В водяных облаках на каждый кубический метр облачного воздуха приходится от 0,2 до 5 г воды. В кристаллических облаках водность значительно меньше — сотые и тысячные доли грамма на каждый кубический метр.

Формы облаков в тропосфере очень разнообразны. Однако их можно свести к относительно небольшому числу основных типов. Первая классификация облаков была предложена более полутора столетия тому назад (Л. Говардом в Англии). В конце XIX века была принята международная классификация облаков, которая с тех пор несколько раз подвергалась существенным, однако не принципиальным изменениям. В современном варианте международной классификации облака делятся прежде всего на 10 основных родов по их внешнему виду.

Перечислим их:

1. Перистые — Cirrus (Ci).
2. Перисто-кучевые — Cirrocumulus (Cc).
3. Перисто-слоистые — Cirrostratus (Cs).

4. Высоко-кучевые — *Alto cumulus* (Ac).
5. Высоко-слоистые — *Alto stratus* (As).
6. Слоисто-дождевые — *Nimbo stratus* (Ns).
7. Слоисто-кучевые — *Strato cumulus* (Sc).
8. Слоистые — *Stratus* (St).
9. Кучевые — *Cumulus* (Cu).
10. Кучево-дождевые — *Cumulo nimbus* (Cb).

Верхний ярус облаков в полярных широтах простирается в среднем от 3 до 8 км, в умеренных широтах — от 5 до 13 км и в тропических широтах — от 6 до 18 км. Средний ярус в полярных широтах — от 2 до 4 км, в умеренных — от 2 до 7 км и в тропических — от 2 до 8 км. Нижний ярус во всех широтах — от земной поверхности до 2 км.

Из перечисленных 10 родов облаков три первых — перистые, перисто-кучевые и перисто-слоистые — встречаются в верхнем ярусе, высоко-кучевые — в среднем, слоисто-кучевые и слоистые — в нижнем.

Высоко-слоистые облака обычно располагаются в среднем ярусе, но часто проникают и в верхний; слоисто-дождевые почти всегда располагаются в нижнем ярусе, но обычно проникают и в вышележащие ярусы.

Основания (нижние поверхности) кучевых и кучево-дождевых облаков обычно находятся в нижнем ярусе, но их вершины часто проникают в средний, а иногда и в верхний ярус.

Кратко рассмотрим их микроструктуру.

1—3. Перистые, перисто-кучевые и перисто-слоистые облака верхнего яруса — самые высокие облака тропосферы. Они встречаются при наиболее низких температурах и состоят из скелетных и призматических ледяных кристаллов. Эти облака часто дают оптические явления, называемые гало, т. е. светлые, слегка окрашенные круги вокруг дисков светил с радиусами 22° и 46° или различные комбинации светлых дуг. Эти явления создаются преломлением света в ледяных кристаллах облаков и отражением света от их граней.

4. Высоко-кучевые облака в среднем ярусе представляют собой облачные пласты или гряды белого или серого цвета (или одновременно обоих). Характерное для них оптическое явление — венцы, т. е. окрашенные круги небольшого (в несколько градусов) радиуса вокруг дисков светил. Они связаны с дифракцией света водяными капельками облаков. При низких температурах они переохлаждены.

5. Высоко-слоистые облака в основном относятся также к среднему ярусу, но их верхние части могут проникать и в верхний ярус. Их вертикальная мощность уже измеряется километрами. Данные облака

являются типичными смешанными облаками: наряду с мельчайшими капельками в них содержатся и мелкие снежинки

6. Слоисто-дождевые облака имеют общее происхождение с высоко-слоистыми. Но они представляют собой более мощный слой, в несколько километров толщиной, начинающийся в нижнем ярусе, но простирающийся и в средний, а часто и в верхний. В верхней части слоя облака по строению схожи с высоко-слоистыми, а в нижней могут содержать также крупные капли и пластинчатые ледяные кристаллы.

7. Слоисто-кучевые облака в нижнем ярусе представляют собой гряды или слои серых или беловатых облаков. В большинстве случаев слоисто-кучевые облака состоят из мелких и однородных капелек, при отрицательных температурах — переохлажденных, и не дают осадков. Случается, что из них выпадает слабая морось или (при низких температурах) очень слабый снег.

8. Слоистые облака также находятся в нижнем ярусе. Это самые близкие к земной поверхности облака: в равнинной местности их высота может быть всего несколько десятков метров над землей. Это однородный на вид серый слой капельного строения, из которого может выпадать морось. Но при достаточно низких отрицательных температурах в облаках появляются и твердые элементы; тогда из облаков могут выпадать ледяные иглы, мелкий снег, снежные зерна

9. Кучевые облака — это отдельные облака в нижнем и среднем ярусах, как правило, плотные и с резко очерченными контурами, развивающиеся вверх в виде холмов, куполов, башен. Кучевые облака состоят только из водяных капель (без кристаллов) и осадков, как правило, не дают.

10. Кучево-дождевые облака являются дальнейшей стадией развития кучевых. Они представляют собой мощные кучевообразные массы, очень сильно развитые по вертикали в виде гор и башен, часто от нижнего и до верхнего яруса. Кучево-дождевые облака состоят в верхних частях из ледяных кристаллов, а в нижних — из кристаллов и капелек различной величины, вплоть до самых крупных. Они дают осадки ливневого характера.

Несомненно свойства совокупности кристаллов льда формирующих облако отличается от свойств единичной снежинки. Облако имеет свои размеры, время существования, траекторию движения, внутренние связи и особенности взаимодействия с окружающей средой. Поэтому облака можно рассматривать как специфические криогенные системы, отдельные структурные элементы которых рассеяны и находятся в постоянном движении.

1.4. Формирование кристаллов льда в дисперсных отложениях

Дисперсные отложения, или горные породы представляют собой многокомпонентные образования, содержащие частицы различного гранулометрического и минералогического состава, органические примеси (иногда они целиком имеют органический состав) и химические соединения. Горные породы являются средой обитания различных биоценозов. Кроме того, они имеют свою историю, отражающуюся в структуре, текстуре и условиях залегания. Жидкая вода в толщах дисперсных отложений распределена крайне неоднородно и всегда находится под воздействием активных поверхностей, она структурирована и представляет собой раствор. Поэтому здесь процесс льдообразования наиболее сложен по сравнению с другими средами.

Вблизи любой поверхности происходит изменения структуры воды. Они максимальны у границы раздела, уменьшаясь по мере удаления от нее. Толщина граничных объемов (слоев) жидкости, распространяющихся в глубь жидкой фазы, может меняться примерно от 10 до 10^4 Å. При этом толщина слоев с устойчивой информационной структурой может достигать многих сотен ангстрем. При больших толщинах формируется переходный слой (или слои) с менее устойчивой, но измененной структурой. Структурирующее дальное действие усиливается с понижением температуры и увеличением гидрофильности ограничивающей поверхности (Фролов, 1998).

Вследствие искажения структуры воды в грунтах и ее минерализации температура начала льдообразования ниже 0°C , причем в зависимости от состава среды она может значительно отличаться. В водонасыщенных

неминерализованных песках смещение точки замерзания воды будет незначительно и мало отличается от замерзания пресной воды. В незасоленных глинах и суглинках температура начала льдообразования понижается до $-1 - -1.5^{\circ}\text{C}$. Минерализация порового раствора приводит к резкому понижению температуры начала льдообразования.

Грунтовый массив не является однородным, в нем имеются более крупные поры, содержащие менее искаженную поверхностными силами воду. В них могут формироваться первичные кристаллы льда. Наличие неоднородностей приводит к тому, что при достижении определенной отрицательной температуры формируются рассеянные, изолированные друг от друга кристаллы льда, окруженные частицами с отрицательной температурой. Поликомпонентность естественных грунтов создает условия для длительного развития ледяных образований; процесс кристаллизации происходит в несколько стадий в широком диапазоне температур. Данное положение справедливо и для условий фронтального теплообмена, т.е. существует не фронт в обычном понимании, а область промерзания, в которой возникновение ледяных кристаллов возможно в любой точке, где соблюдается необходимое условие - отрицательная температура и достаточное переохлаждение. Образование единичного кристалла льда в переходной от талого состояния к мерзлоте области является вероятностным процессом. Представление о протяженной зоне промерзания с отдельными центрами кристаллизации является основополагающим для понимания строения мерзлых пород, в частности, закономерностей ориентации

кристаллов, их размеров и форм (Голубев, 2000). В англоязычной литературе для обозначения такого объемного промерзания вблизи нулевой изотермы используется термин «fringe», означающий в переводе «бахрома», или «кайма».

При высоких градиентах температуры и относительно высокой влажности отложений зарождение кристаллов льда может происходить почти одновременно в нескольких областях, а формирующийся лед имеет обычно поликристаллическое строение. В случае малых градиентов температуры и низкой влажности грунта разрастание кристалла, возникшего ранее других, и тепловая релаксация препятствуют зарождению новых кристаллов.

Вероятно, что первичная кристаллизация льда может начинаться и в диффузном слое - адсорбированной жидкой фазы. При этом форма кристаллов льда вблизи поверхности твердого тела оказывается более изометричной. Ориентировка и упорядоченность оптических осей кристаллов по отношению к направлению теплотока может быть произвольной, поскольку определяется ориентировкой поверхности частицы, контактирующей со льдом. Отмечается эпитаксиальное воздействие поверхности твердого тела на кристаллизацию льда (Голубев, 2000). Размеры кристаллов в приконтактном слое около поверхности твердого тела возрастают с увеличением гидрофобности материала, с уменьшением его температуропроводности и концентрации активных центров на его поверхности.

В кристаллах льда на контакте с минеральными частицами отмечается блочное строение и повышенное содержание газовых и солевых включений. Неровности поверхности частицы могут вести к постепенному изменению ориентации кристалла, или являться причиной блочного строения с разориентацией соседних блоков на 3-8° (Голубев, 2000).

Промерзание полностью водонасыщенного грунта является вариантом кристаллизации воды, содержащей большое количество механических примесей. При этом происходит захват минеральных, газовых и солевых включений и равномерное распределение их внутри кристалла. Формируется блочная структура, когда параллельные пластинчатые блоки льда чередуются с заключенными между ними зонами примесей. Вследствие значительной дефектности роста кристаллов происходит рассогласование отдельных блоков относительно ориентации первичного кристалла.

А.Д. Фролов (1998) предложил рассматривать процесс формирования мерзлых пород как ряд последовательно сменяющих друг друга стадий, в результате которых возникает новая пространственная криогенная кристаллизационно-коагуляционная структура (ПКСС), обусловленная образованием и определенным распределением в объеме твердой фазы H_2O и в связи с этим новых контактов и структурных связей между частицами среды.

Выделяются следующие стадии:

1. Возникновение зародышей и рост мелких разрозненных кристаллов льда представляет собой начальную, подготовительную стадию, на которой среда, например влажный грунт, еще остается дисперсной: новые криогенные контакты, граничные зоны и структурные связи начинают формироваться и не играют существенной роли. Данная стадия важна тем, что она

представляет собой начальный процесс криогенеза, который определяет форму, размеры и состав кристаллов льда, что в свою очередь обусловлено величиной и направлением градиента температуры, формой фронта и числом центров кристаллизации, энергетическим состоянием и составом воды, концентрацией и типом примесей. На этой стадии нет фронта промерзания, а есть лишь трехмерная область кристаллизации.

2. Формирование «ледяной сетки» (рис.) как жесткой структуры соответствует образованию устойчивой ПККС, что является основным признаком криогенной породы. Лед следует рассматривать, с одной стороны, как породообразующий минерал, а с другой - как цементирующее вещество.



Рис. 11. Криогенная текстура морских засоленных отложений; минеральные прослой немерзлые, а лед играет несущую роль

3. Консолидация ПККС за счет вымерзания жидкой фазы и метаморфизма льда.

4. Эволюция ПККС в условиях завершения фазовых переходов. Большинство криогенных пород в природных условиях не достигают этой стадии.

1.5. Выводы

1. Для начала льдообразования необходим некоторый минимальный объем воды. Если ее не достаточно, как например, в атмосфере, необходимо предварительное слияние капель. Вода легко переохлаждается до низких температур. Еще до образования льда происходит формирование ассоциаций (кластеров), в которых имеются льдоподобные связи. Инеродные частицы играют важную роль в инициации образования кристалла.

2. Вблизи растущей поверхности кристалла льда существует переходный слой, где формируются водные агрегаты. Нарастание кристалла льда происходит дискретно, путем присоединения агрегатов. Рост кристаллов происходит слоями, как правило, параллельными базисным плоскостям. Рост нового слоя может начинаться еще до окончания формирования предыдущего.

3. В начальный период роста связи между слоями еще окончательно не сформированы; по достижении некоторого времени связи укрепляются, и кристалл приобретает монолитное строение. Все примеси, имеющиеся у растущей поверхности кристалла, распределяются между базисными плоскостями. При росте кристаллов из раствора температура кристаллизации снижается, происходит выпадение солей и возникает сложный, трудно воспроизводимый состав и структура смеси. Термическое разрушение кристаллов идет по ослабленным зонам вдоль базисных плоскостей.

4. При промерзании дисперсных отложений лед играет цементирующую или несущую (при значительном засолении) роль. Представление о фронте промерзания, соответствующем нулевой изотерме (или изотерме начала льдообразования), является относительным: промерзание происходит в некоторой протяженной зоне, или объеме. Вода в горных породах замерзает в спектре температур; слои незамерзшей воды, возникающие благодаря ориентирующему влиянию минеральных частиц и солям в поровом растворе, подвижны и определяют многие свойства мерзлых пород. Криогенное строение определяется первичным строением отложений и условиями промерзания.

ГЛАВА 2. КРИОГЕННЫЕ СИСТЕМЫ В ЛИТОСФЕРЕ

Выше были рассмотрено образование криогенной системы в дисперсных горных породах на уровне отдельного кристалла льда. И хотя кристаллы льда входят во все криогенные системы литосферы, при рассмотрении строения мерзлых пород иметь в виду только льдообразование было бы неверно. Формирование мерзлых пород, т.е. пород имеющих отрицательную температуру и включающих в себя лед, - сложный процесс, наблюдающийся в разнообразных физико-географических условиях и имеющий различную продолжительность, от месяцев до миллионов лет. Мерзлые породы, будь то сезонные или многолетние образования, являются результатом естественно-исторического развития природной среды и

зонального распределения тепла и влаги на Земле. Их история включает осадочный процесс, обусловленный ландшафтно-географическими условиями, и тепловые процессы в земной коре, определяющие замерзание воды и таяние льда. Поэтому при изучении образования, изменения и разрушения криогенных систем литосферы следует рассматривать не только особенности льдообразования, но и комплекс геолого-географических и теплофизических факторов.

Основой криогенных систем в литосфере является литогенная составляющая, выраженная в определенных генетических типах пород. Соотношение между условиями накопления, пространственного размещения и диагенетическими преобразованиями пород с определенными теплофизическими условиями, при которых возможно выделение льда, определяет облик криогенных систем в литосфере. Можно выделить три типа такого соотношения - эпигенетический, сингенетический и криодиагенетический.

2.1. Эпигенетические мерзлые толщи

Такие толщи – результат промерзания отложений после завершения цикла накопления. Условия могут быть разнообразные; например субаквальные осадки, долгое время оставаясь немерзлыми, могут перейти в субаэральное состояние и промерзнуть при похолодании только через сотни или тысячи лет. С другой стороны, они могут промерзнуть еще в

субаквальном состоянии до начала диагенеза. Несмотря на различные условия формирования и криогенное строение, эти мерзлые толщи выделяют как эпигенетические. Элементарной криогенной системой при этом будет отдельная мерзлотная фация. Для морских отложений М.В.Кленова дает следующее определение фации: «под фацией мы понимаем участок морского дна с одинаковыми физико-химическими и биохимическими условиями, имеющий один и тот же источник питания, т.е. одинаковый генезис как органогенных, так и минерогенных частиц, с одинаковой флорой и фауной, переживших одну и ту же геологическую историю» (Кленова, 1948, стр.187). При этом фация - закономерно построенный геологический объект, при промерзании которого образуется толща с определенным криогенным строением. Облик такой криогенной системы будет определяться ее начальным составом и строением, условиями промерзания. Закономерная для каждого генетического типа совокупность фаций при промерзании приводит закономерному распределению элементарных криогенных систем, образующих вместе систему более крупного порядка - эпигенетическую криогенную толщу данного генетического типа.

Формирование эпикриогенных толщ можно разделить на два этапа, которые отличаются между собой интенсивностью происходящих процессов эпикриогенеза. На первом этапе верхний горизонт осадочных толщ подвергается значительному воздействию сезонных колебаний температур и сильному зимнему охлаждению. Такой «горизонт активного криодиагенеза» по А.И.Попову (Попов и др., 1985) имеет мощность, в зависимости от

условий, от 2 до 7 до 10—12 м. На его мощность влияют поверхностные условия (глубина водоема, тепловое влияние растительного и снежного покрова, тепловые свойства пород) и температуры зимнего сезона.

Горизонт активного криодиагенеза ежегодно зимой подвергается резкому выхолаживанию. Именно здесь в мерзлых породах происходят изменения, отражающие взаимодействие литосферы и атмосферы. Это динамическая зона, в которой возникают значительные температурные градиенты – 1 -5°С/м. Промерзанию толщ, как правило, сопутствует миграция воды к фронту промерзания в глинистых породах, развиваются инъекционные процессы, происходит значительное уплотнение минеральных прослоев, возникают криогенные напоры в водоносных песчаных отложениях. Развиваются также процессы морозобойного растрескивания, наблюдается рост повторно-жильных льдов.

Формирование криогенного строения в пределах горизонта активного криодиагенеза в незасоленных грунтах в основном завершается при достижении грунтами температур -2 - -5° С. Здесь формируются слоистые и сетчатые текстуры. Размер ледяных включений и расстояние между ними обычно изменяются от 0.5 до 5 см (рис. 12). При дальнейшем понижении температур может продолжаться миграция влаги в сторону охлаждения (Попов и др. 1985).



Рис. 12. Криогенное строение морских мерзлых эпигенетических отложений, п-в Ямал; вертикальный размер рисунка около 1 м

В засоленных грунтах монолитная криотекстура не формируются даже при -10°C и ниже. За счет криогенной концентрации при образовании льда повышается минерализация порового раствора. Такая криогенная толща представляет собой чередование участков, сцементированных льдом с криогенными текстурами, и зон пластичных мерзлых пород, в которых лед присутствует в виде отдельных кристаллов или отсутствует вовсе. К песчаным водоносным горизонтам могут быть приурочены криопэги (минерализованные подземные воды с отрицательной температурой).

С глубиной температурные градиенты уменьшаются. Здесь выделяется горизонт «пассивного криодиагенеза» (Попов и др. 1985). По мощности он, как правило, во много раз превосходит предыдущий. Из-за слабого изменения температуры в течение года и меньших градиентах (от 1 до 0.2-0.3° С/м.), динамика промерзания и сопутствующие процессы в нем менее выражены.

Для горизонта пассивного криодиагенеза характерна крупнослоистая и крупносетчатая криогенная текстура, в которой мощность шлиров льда достигает 10—20 см, а расстояние между ними увеличивается от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Между горизонтами активного и пассивного криодиагенеза нет выраженной границы, они переходят друг в друга постепенно. Такой границей, однако, может служить основание горизонта, в котором температурные градиенты становятся менее 1°С/м (там же). Верхняя граница горизонта пассивного криодиагенеза обычно располагается на глубине 5—6 м, нередко — выше, но редко на глубинах до 10—12 м.

Оценивая криогенное строение горизонтов активного и пассивного криогенеза, следует сравнить время их формирования. В зависимости от поверхностных и климатических условий зона активного криогенеза развивается от нескольких лет до десятков лет. Зона пассивного криогенеза может развиваться сотни и тысячи лет, достигая мощности в сотни метров. Общепринято делить эпигенетические мерзлые толщи на три типа.

Первый - с льдистым горизонтом в верхних 5 - 10м, с постепенным убыванием содержания льда с глубиной. Вторая - льдистый горизонт прослеживается до глубины 30 - 40м, и исчезает ниже. Третья - наблюдается чередование высокольдистых и малольдистых горизонтов.

Такое распределение льдистости считается доказательством миграции влаги к фронту промерзания. В первом случае - при глубокозалегающих песчаных водоносных горизонтах, во втором случае водоносные горизонты залегают неглубоко, а в третьем случае наблюдается их чередование. Эта типизация эпикриогенных толщ общепринята; считается что она отражает процессы, сопровождающие промерзание осадков после их формирования. Ведущим процессом является миграция связанной воды к фронту промерзания. Особенности естественно-исторических условий образования и промерзания осадочных толщ, как правило, не рассматриваются, главным образом по причине сложности их анализа.

Для примера рассмотрим образование эпикриогенных морских толщ. Увеличение влажности в верхней части субаквальных осадков - явление повсеместное; оно связано с процессами уплотнения и диагенеза. Промерзание осадков, как правило, начинается еще в субаквальном состоянии - с момента смерзания припайного льда с донным грунтом. Таким образом, наблюдаемое в эпигенетических мерзлых толщах распределение льдистости (влажности) в большей степени фиксирует состояние осадков перед промерзанием.

Засоленность осадков, особенно при морском типе засоления, ограничивает миграцию связанной воды (Хименков, Брушков, 2003). Между тем, как показывают многочисленные исследования, в промерзающей морской толще резко увеличивается минерализация порового раствора за счет криогенной сепарации. При этом формируются серии криопэггов (незамерзших высокоминерализованных подземных вод с отрицательной температурой) на значительных глубинах (до десятков метров). Миграция связанной воды в этом случае практически подавлена. Криопэги, как правило, не приурочены к какой-либо глубине и минерализация в них колеблется в больших диапазонах. Например, на западе п-ва Ямал у уреза воды скважиной глубиной 19 м было вскрыто пять горизонтов, насыщенных высокоминерализованными растворами и разделенных мерзлыми, сцементированными льдом отложениями. Толщина мерзлых слоев колеблется от 1 до 4 м, а мощность горизонтов с криопегами от 0.3 до 2.5 м. Измеренные температуры грунтов колебались в диапазоне значений -3 - -6 °С. Минерализация криопэггов составляла 50-120 г/л (Хименков, Шешин, 1992). Как происходит последующее удаление криопэггов после выхода осадков из под влияния моря и формирование монолитных мерзлых толщ - до сих пор не ясно.

Никакого сплошного фронта промерзания при выходе морских осадков на поверхность не существует. По наблюдениям на побережье Карского моря, сначала выходят на поверхность и начинают промерзать отдельные острова (вершины вдольбереговых валов), и узкие полуострова (растущие косы); затем формируется заозеренная лайда (заозеренность до 80%). Постепенно по мере отступления моря заозеренность уменьшается, одновременно уменьшается и минерализация озер. При этом минерализация порового раствора осадков и их засоленность за счет криогенной сепарации в

2-3 раза может превышать аналогичные показатели для глубоководных осадков (Хименков, Шешин, 1992). В таких условиях формируется сложно построенная зона, для которой характерно чередование областей с положительными и отрицательными температурами, участков различной степени минерализации и обводненности. Разрезы мерзлой толщи оказываются различными при абразионном, абразионно-аккумулятивном и аккумулятивном типах берегов (рис. 13).

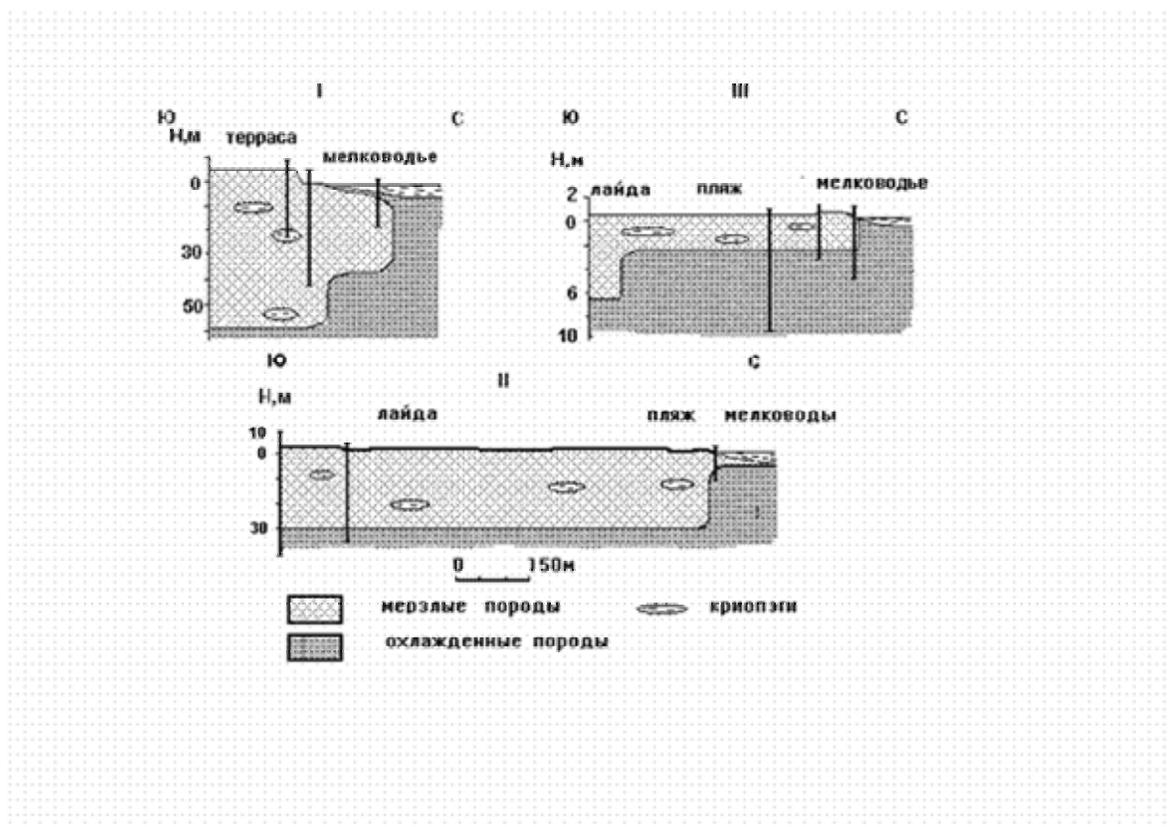


Рис. 13. Схематические разрезы мерзлой толщи при абразионном (I), абразионно-аккумулятивном (II) и аккумулятивном (III) типах берега

В мерзлых прибрежно-морских осадках наблюдаются шлировые текстуры, ориентированные вертикально и субвертикально. Утверждается,

что это признак бокового промерзания со стороны берега (Катасонов, 1965; Усов, 1967). В проведенных нами исследованиях мы получали данный тип криотекстур при промораживании сверху путем постепенного увеличения засоленности (Хименков, Минаев, 1990; Хименков, Брушков, 2003). Начиная с определенного содержания солей в различных отложениях (при некоторой концентрации) даже в каолине начинали формироваться субвертикальные шлиры.

Кроме рассмотренных факторов, на криогенное строение эпикриогенных морских толщ оказывают влияние и многие другие: содержание органического материала, первичная слоистость, диагенетические процессы, жизнедеятельность микроорганизмов и другие. Эти примеры свидетельствуют, что формирование таких толщ нельзя свести только к теплофизическим процессам в пассивной среде с несколькими начальными состояниями. Приходится признать, что существующая теория образования эпикриогенных пород схематична и не отражает всей совокупности природных процессов при промерзании субаквальных (по крайней мере морских) осадков и должна быть доработана. Перспективным направлением, на наш взгляд, является анализ пространственных фациальных неоднородностей. Изучение закономерностей смены фаций позволит выявить специфику осадконакопления и промерзания на больших площадях. Несомненно, необходимо развитие мерзлотно-фациального анализа для таких толщ. Этот подход, разработанный Е.М.Катасоновым (1965) для условий сингенеза, по-видимому, будет не менее плодотворен и

для эпигенеза. В данном случае мерзлая толща рассматривается как криогенная система, в которой и литогенная основа, и особенности промерзания определяются закономерностями седиментогенеза. При этом несколько не уменьшается роль теплофизических процессов; промерзание лишь происходит в более сложных условиях, чем представляется в настоящее время.

2.2. Сингенетические мерзлые толщ

Сингенетические криогенные толщи формируются в ходе накопления осадков на подстилающие мерзлые отложения, т.е. в геологическом смысле и накопление осадка, и его переход в многолетнемерзлое состояние осуществляется одновременно. При этом основание слоя сезонного протаивания постепенно переходит в мерзлое состояние, наращивая таким образом многолетнемерзлую толщу сверху. Поверхностный слой свежееотложенного осадка по мере его погребения новыми слоями по прошествии некоторого времени становится вечномерзлым (Попов и др., 1985).

Чем меньше мощность слоя сезонного протаивания при сингенезе (например, в случае аллювиального или иного осадконакопления) и чем быстрее накопление осадков, тем скорее свежееотложенный осадок перейдет в вечномерзлое состояние и тем, следовательно, меньшему числу циклов сезонного промерзания — протаивания он подвергнется (там же).

В общем виде процесс синкриогенеза можно представить следующим образом. В течении весенне-летнего сезона происходит накопление осадка определенной мощности. Зимой осадок и подстилающие его отложения сезонноталого слоя промерзают. При постоянной мощности сезонно-талого слоя в последующий год кровля многолетнемерзлых пород поднимется, очевидно, на величину мощности накопившегося слоя осадков. Ежегодное повторение этого процесса приводит к образованию мощных синкриогенных толщ.

Сингенетическое промерзание характерно для аллювиальных, мелководно-озерных, торфяно-болотных, прибрежных морских, солифлюкционных и делювиальных отложений (там же).

Отличительным признаком криогенного строения сингенетических отложений является ритмичность (Общее мерзловедение, 1978).

Текстурные «ритмы» - результат промерзания в сочетании с осадконакоплением. «Ритмы» отражают особенности накопления осадков и колебания климата. Обычно в основании такого горизонта (ритма) мерзлой породы залегает или выдержанный прослой сегрегационного льда, или льдистый пояс. Они образуются в результате многократного наращивания не полностью оттаявших прослоев сегрегационного льда у подошвы сезонно-талого слоя. Выше порода имеет различную льдистость и криотекстуру: сетчатую, слоисто-сетчатую, линзовидно-слоистую, линзовидную или массивную.

Часто встречаются малольдистые сингенетические многолетнемерзлые толщи с массивной или микросетчатой текстурой. Механизм их образования следующий. Миграция влаги к фронту промерзания оставляет основание деятельного слоя довольно обезвоженным, каким оно, т. е. малольдистым, перейдет в сезонномерзлое состояние. При накоплении осадка сверху и при одинаковой глубине деятельного слоя протаивание следующего года не достигает этого обезвоженного слоя грунта и он перейдет в вечномерзлое состояние. Повторяясь из года в год, такое приращение кровли мерзлоты приведет к образованию сингенетической мерзлой толщи, лишенной или почти лишенной льда.

Особым случаем сингенетического промерзания считается промерзание снизу и сбоку осадков постепенно осушаемых озер при продолжающемся осадконакоплении (Катасонов, 1962). Льдистость грунтов при этом сильно варьируется, а криогенные текстуры разнообразны. Е. М. Катасонов(1965) особо выделяет так называемые «ломанные» ледяные шлиры как наиболее характерную разновидность текстур для промерзающих сбоку озерных осадков. На наш взгляд, этот вид криогенных толщ к синкриогенезу относить нельзя, потому что не выдерживается признак синкриогенеза – накопление осадка в слое сезонного протаивания и его участие некоторое время в циклах промерзания-оттаивания. Выделяемые для сингенетических толщ «ритмы» являются криогенными системами, характерными для всего их разнообразия. «Ритмы» отражают и особенности осадконакопления, и климатическую зональность, и изменения сезонных колебаний температуры

в различные годы. Сформировавшись в элементарном ритме и перейдя в многолетнемерзлое состояние, осадки в дальнейшем сохраняют в целом криогенное строение. В процессе сингенетического формирования мерзлых толщ наиболее четко прослеживается связь между фациальными условиями накопления осадков и криогенным строением, образующимся при промерзании. По существу, именно это позволило Е.М. Катасонову (1965) предложить для изучения данных криогенных пород метод мерзлотно-фациального анализа. Этот метод основывается на изучении как фациальных признаков (органо-минеральный состав, слоистость, включения), так и криогенного строения (тип текстуры, морфология ледяных включений). С его помощью можно исследовать историю развития мерзлых толщ, условия их осадконакопления и промерзания.



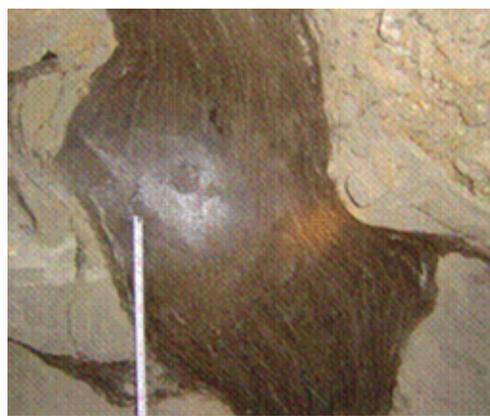
Рис. 14. «Ледяной комплекс» - горизонт мощных повторно-жильных льдов в синкриогенных отложениях; Мамонтова гора, Якутия. На фото к.г.н.

Н.П.Босиков

Для сингенетических толщ характерным является широкое распространение мощных повторно-жильных льдов, образующих, например, в Якутии так называемый «ледяной комплекс» (рис.14). Такие льды являются самостоятельным компонентом сингенетических мерзлых толщ; кроме того, их развитие приводит к локальным деформациям как уже сформировавшихся отложений, так и самих растущих жил (рис.15).



а



б



в



г

Рис. 15. «Неправильные» формы повторно-жильных льдов: а, б, в – шахта на Фербенксе, Аляска, размер жил около 2 м; г – озеро Сырдах, Якутия, высота

обнажения около 5 м

Развитие системы трещин.

Вода, проникающая в теплое время года в трещину, замерзает в ней и образует вертикальную жилу льда, которая позднее либо полностью вытаивает (если трещина не проникает ниже летнего оттаивания), либо сохраняется нижней частью в многолетнемерзлой породе. С наступлением зимы температурные напряжения приводят к растрескиванию на прежнем месте, в том числе из-за того, что сопротивление льда на разрыв ниже по сравнению с ненарушенным массивом породы.

Морозобойное растрескивание сопровождается образованием полигонально-жильных структур, которые подразделяются на четыре типа: изначально грунтовые жилы, повторно-жильные льды, первично-песчаные жилы и псевдоморфозы по повторно-жильным льдам (Романовский, 1977). Первые - изначально-грунтовые жилы образуются под влиянием повторяющегося морозобойного растрескивания пород в пределах слоя сезонного промерзания или сезонного оттаивания; при этом вода, заполняющая элементарную трещину и замерзающая в ней весной, летом оттаивает и замещается породой. На севере они встречаются редко и лишь на участках глубокого протаивания. В южном направлении частота их развития существенно возрастает. Встречаются они и за пределами криолитозоны.

Повторно-жильные льды формируются в многолетнемерзлых породах и являются двухярусными структурами. Верхний ярус - грунтовый - приурочен к слою сезонного оттаивания и обладает многими чертами изначально-грунтовых жил. Нижний ярус - ледяная жила - заключен в мерзлой толще. Чем более суровые мерзлотно-температурные условия, в которых развиваются повторно-жильные льды, меньше по мощности слой сезонного оттаивания, тем более редуцирован верхний и развит нижний ярус. Повторно-жильные льды могут образовываться как в сформировавшихся ранее породах в результате увеличения суровости мерзлотно-температурных условий, так и одновременно с накоплением отложений. Первые называются эпигенетическими, вторые - сингенетическими. Последние могут достигать в высоту 40-60 м и более, а в ширину - 6-8 м. Эпигенетические жилы, как правило, не превышают мощности слоя годовых колебаний температур. У сингенетических повторно-жильных льдов по сравнению с эпигенетическими, сформировавшихся в сходных условиях, ледяная часть развита относительно больше, чем грунтовая.

В структуре повторно-жильных льдов, как правило, видна вертикальная полосчатость: вертикально ориентированные пузырьки воздуха и включения грунта, по которым возможно выделение элементарных ледяных жилок. По их числу можно подсчитать сколько лет "росла" ледяная жила. Обычно это время исчисляется тысячами лет. Ширина и вертикальные размеры ледяных жил тем больше, чем глубже проникают морозобойные трещины и чем дольше во времени происходит рост ледяной жилы. Чем

дальше на север, тем быстрее растут ледяные жилы. Растущие ледяные жилы выжимают вверх вмещающую породу. Вокруг морозобойных трещин на поверхности земли образуются валики, а над самой жилой (между валиками) обычно образуются канавообразные понижения в результате вытаивания жилок льда в слое сезонного оттаивания, а также за счет эрозионных процессов. Формируется так называемый полигонально-валиковый микрорельеф.

Повторно-жильные льды образуются на периодически покрывающихся водой преимущественно супесчано-суглинистых и торфянистых участках аккумулятивного рельефа (речные долины, озерные котловины) при среднегодовых температурах ниже -3°C . Чем ближе к северу, тем шире они распространены на относительно пологих склонах, междуречьях и встречаются даже в щебнистом элювии.

Первично-песчаные жилы развиваются преимущественно в районах, где деятельность ветра ведет к переносу гравийно-песчаных частиц и засыпанию их в морозобойные трещины. Условия, в которых образуются такие жилы, характеризуются обычно слабым увлажнением поверхности и низкой влажностью отложений в сезонноталом слое. Многократное повторение процесса приводит к формированию песчаных жил. В определенных условиях могут формироваться песчано-ледяные жилы: в Центральной Якутии, на севере Западной Сибири и др. В пределах России в целом этот тип встречается редко.

В однородной по составу многолетнемерзлой толще различные формы полигонально-жильных структур образуются в определенных мерзлотных условиях. Н.Н.Романовский (1977) показал, что на основе классификации типов сезонного оттаивания пород по В.А.Кудрявцеву можно проследить зависимость этих форм от среднегодовой температуры и влажности пород различного состава (рис. 16)

Рис. 16. Упрощенное соотношение грунтовых жил, повторно-жильных льдов, безваликовых и валиковых форм рельефа с типами сезонного оттаивания отложений по Н.Н.Романовскому (1977)

Тип сезонного оттаивания по среднегодовой температуре отложений	Торф, супеси и суглинки, сильно оторфованные		Супеси, суглинки пылеватые, алевриты, пески пылеватые		Пески мелкозернистые и пылеватые среднезернистые, щебнисто-дресвяные отложения с мелкозернистым заполнителем		Пески крупнозернистые, гравийно-галечные отложения, дресва и щебень		
	Влажность отложений $W_{п}$								
	<1/3	1/3-2/3	>2/3	<2/3	>2/3	<2/3	>2/3	<2/3	>2/3
Переходный	0 ÷ -1°C	Изначально-грунтовые жилы							
Полупереходный	-1 ÷ -2°C	Безваликовые формы полигонов							
Длительно-устойчивый	-2 ÷ -3°C	Изначально-грунтовые жилы							

	-3 ÷ -5°C	Повторно- жильные льды	Повт орно- жиль ные льды	
Устойч ивый	-5 ÷ -7°C			Безваликовы е формы полигонов
	-7 ÷ - 10°C	Повторно- жильные льды	Безваликовые формы полигонов	
Арктич еский	<- 10°C		Валиковые формы полигонов	

Зональность и региональные особенности распространения и морфологии полигональных-жильных образований установлены для Забайкалья и Якутии Е.А.Втюриной (1962), для Западной Сибири описаны В.В.Баулиным, Е.Б.Белопуховой, Г.И.Дубиковым, Л.М.Шмелевым (1967), для Средней Сибири – С.М.Фотиевым, Н.С.Даниловой, Н.С.Шевелевой (1974) и другими. Так, для Западной Сибири было показано, что повторно-жильные льды развиваются в разных по составу отложениях: в торфяниках при -2°C , в аллювиальных супесях и суглинках ниже -6°C , образуя валиковый микрорельеф. Для Аляски Т.В.Певе (1966) было установлено, что повторно-жильные льды интенсивно растут при температуре -5°C и ниже. В Сибири южная граница распространения ледяных жил совпадает с границей развития валикового микрорельефа и среднегодовых температур около -5°C – -6°C . Обобщение этих материалов показало, что в региональном плане выделяются три основных типа криогенного растрескивания (Романовский,

1977): *южный* (высокотемпературный), если трещины находятся в пределах слоя сезонного оттаивания или промерзания и не проникают в мерзлую толщу; *переходный* (умереннохолодный), когда трещина образуется в промерзшей части слоя сезонного оттаивания, а затем по мере зимнего охлаждения массива проникает в верхние слои мерзлой толщи; *северный* (низкотемпературный), трещина возникает и проникает сразу в мерзлую толщу после того, когда слой сезонного оттаивания полностью промерз, а верхние слои мерзлой толщи охлаждены. При южном типе криогенного растрескивания образуются преимущественно мелкополигональные формы с изначально-грунтовыми жилами. При этом размер полигонов в поперечнике может изменяться от 0,3/0,4 до 1,5/2 м, а глубина трещин от 0,2/0,4 до 1,5/1,8 м. Морозобойные трещины, как правило, развиваются в пределах слоя сезонного оттаивания (или промерзания) и в нижележащую мерзлую толщу не проникают.

Растрескивание и развитие трещин по высокотемпературному типу в тонкодисперсных отложениях (торф, супеси, суглинки, пылеватые пески) происходит обычно при среднегодовых температурах пород не ниже $-3/-4^{\circ}\text{C}$. При переходном (умереннохолодном) типе, распространенном зонально севернее и характеризующемся более низкими среднегодовыми температурами пород (до $-5/-7^{\circ}\text{C}$), формируются разные типы жил. Иногда эти структуры формируются в единой полигональной системе. Внутри полигонов с современными повторно-жильными льдами, имеющими размеры в поперечнике преимущественно от 5 до 15/20 м, и ледяных жил

вертикальной мощностью до 2/3 м при их ширине в верхней части до 1/2 м, формируется система более мелких полигонов (от 1 до 2/3 м в поперечнике), включающая грунтовые жилы мощностью до 1,5 м. Северный (низкотемпературный) тип криогенного растрескивания распространен, главным образом, в арктической и субарктической зонах Сибири и Северо-Востока. Он развивается обычно при среднегодовых температурах пород ниже -7°C и умеренной континентальности.

Современная сеть полигонов с повторно-жильными льдами имеет следующие характеристики: размер полигонов в поперечнике - от 10/12 до 20/30 м, ширина ледяных жил в верхней части - до 3/4 м, мощность жил (глубина растрескивания) - до 5/6 м, а возможно и до 7/8 м. Нередко внутри полигонов, даже в арктической зоне Якутии, наблюдается сеть более мелких полигонов (до 3/4 м в поперечнике) с изначально-грунтовыми жилами. Следует отметить, что в холодные исторические эпохи верхнего плейстоцена (например, в сартанское время), когда формировался "ледовый" комплекс высокольдистых сингенетических отложений с мощными повторно-жильными льдами, достигающими 40 м по вертикали и 6/8 м по ширине, глубина морозобойного растрескивания могла увеличиваться до 10/13 м.

Считается, что трещины обычно возникают на поверхности и проникают в глубь массива. В плане они выглядят как полигоны (рис.17).



Рис. 17. Полигонально-жильные структуры на севере Якутии; фото М.Фукуда

Многочисленное повторение процесса морозобойного трещинообразования приводит к образованию особых форм рельефа. История исследований полигонально-жильных структур и их результаты отражены в трудах П.А.Шумского (1959), Б.И.Втюрина (1971, 1975), А.И.Попова (1967), Н.Н.Романовского (1977) и других.

Температурные напряжения пропорциональны скорости изменения температуры и градиента температуры по глубине, расстоянию от свободной вертикальной поверхности (обрыва, другой трещины), модулю упругости и коэффициенту температурного расширения (сжатия) грунтов. Амплитуда колебаний температуры на поверхности пород оказывает большее влияние на

размеры трещинных полигонов в плане, а среднегодовая температура пород - на глубину проникновения трещин в мерзлую породу. Чем больше амплитуда колебаний температуры, тем меньше расстояние между трещинами. Для районов с континентальным климатом характерны размеры сторон полигонов от 0.5-2 до 10-12 м; для менее континентальных условий - 20-40 м, а иногда 50-80 м. При этом в однородных породах образуются гексагональные и ортогональные системы трещин, в неоднородных - ортогональные. Трещины глубоко проникают в мерзлые породы, их глубина может достигать 3-4 и более метров. Ширина трещин на поверхности обычно не превышает 5-10 см.

Морозобойное трещинообразование обычно приводит к возникновению полигонально-валиковых форм рельефа. При этом полигоны ограничены органо-минеральным валиком высотой до 0.5-1 м, который развивается постепенно по мере роста жил и нивелируется при затухании этого роста. Между валиками смежных полигонов находится понижение, под которым формируется ледяная жила. В возникновении плоскобугристых и округло-бугристых форм, кроме растрескивания, принимают участие процессы торфообразования, пучения, термокарста и эрозии. Вытаивание систем ледяных жил приводит к образованию бугристого рельефа и округлых форм-останцов, носящих название байджарахов. Исследованию полигональных форм рельефа и истории их развития посвящены классические работы В.А.Обручева (1938), А.И.Гусева (1938), П.Ф.Швецова

(1953), А.Л.Уошборна (1956), Б.И.Втюрина (1959), С.П.Качурина (1959), А.И.Попова (1967), А.А.Величко (1973), Н.Н.Романовского (1977).

На Крайнем Севере, на севере Евразии и Канады, в тундрах Шпицбергена, Аляски, Скандинавии и в альпийских горных областях встречаются мелкие структурные формы (бугры, "пятна-медальоны", грязевые потоки) и каменные многоугольники ("венки", кольца, полосы, "реки", сети и т.д.), происхождение которых частично связано и с трещинообразованием. Они отличаются сортировкой и определенным распределением материала. Их количество бывает столь велико, что они дают название рельефу: пятнистая тундра, медальонный рельеф и др. Каменные многоугольники представляют собой "круги или многоугольники диаметром от 1 до 2.5 м с вязкой глинистой почвой, содержащей большее или меньшее количество щебня и обломков, окаймленные по периферии валиком из преобладающего каменного материала, в котором обломки поставлены более или менее отвесно; валик имеет 30-50 см ширины, площадка внутри его плоско-выпуклая, но в центре немного ниже валика. Раскопки показали, что валики продолжают вглубь на 0.6-0.7 м, расплываясь затем в гораздо более влажной почве, так что в общем образование похоже на плоский кулич с каймой из камней, вставленный в почву тундры" (В.А.Обручев). На склонах эти круги превращаются в эллипсы, многоугольники вытягиваются в полосы. На поверхности отдельных многоугольников бывают видны многоугольники 2-го и даже 3-го порядка, окаймленные более мелкими камнями. При мелкодисперсном составе поверхностных пород образуются пятна и

структурные формы. При этом поверхность земли разбивается трещинами шириной от 1 см и глубиной до 20-30 см на шестиугольные ячейки с поперечником до 1 м с выпуклым центром. Растительность на таких формах отсутствует или развита ограниченно. В Исландии и других местах встречаются также своеобразные "морозные бугорки".

Эти формы образуются в результате комплекса процессов. Прежде всего они связаны с мелкополигональным растрескиванием и образованием при неравномерном промерзании сверху и сбоков закрытых (замкнутых) систем талого грунта в слое сезонного оттаивания. В таких системах резко возрастает гидростатическое давление, что и обеспечивает переход тиксотропного влажного грунта внутри блоков в пластично-текучее состояние. нередко при этом происходит разрыв поверхностной мерзлой корки пород и излияние на поверхность разжиженной грунтовой массы. Наряду с этим может происходить и ориентированное выпучивание каменного материала. Кроме того, показано, что образование мелкополигональных форм может происходить в результате конвекции текучего материала различной плотности из-за различного содержания каменных обломков и изменения плотности самой воды вблизи 0°C . Более легкий материал при этом движется в теплое время года в центре из глубины к поверхности, а на последней от центра к периферии, где идет обратно вглубь.

2.3. Криодигенетические субаквальные мерзлые толщи.

В полярных морских бассейнах осадконакопление и диагенетические преобразования осадочных толщ с самого начала сопровождаются льдообразованием. Соответственно можно говорить о формировании субаквальных криогенных систем. Кратко рассмотрим строение области субаквальной криолитозоны.

Долговременно существующий слой морской воды с отрицательными температурами – наиболее важный фактор, определяющий развитие субаквального океанического криолитогенеза как самостоятельного явления.

В результате сильного зимнего охлаждения и слабого летнего прогрева морских вод развивается процесс, известный как вертикальная зимняя циркуляция. Он присущ всем морям умеренного и полярного поясов, и является довольно типичным (Зубов Н.Н., 1938). В полярных морских бассейнах слой с отрицательными температурами формируется в течение сотен тысяч лет (а возможно, и миллионов лет). Чем меньше летний прогрев и чем сильнее зимнее охлаждение, тем на большую глубину опускается нижняя граница данного слоя. В центральной части бассейна Северного Ледовитого океана в районе 170 и 332 град. в.д. (по данным СП – 3, 4, 5) арктические воды имеют отрицательную температуру до глубин 2600 м и ниже (Жигарев Л.А., 1997)

Средняя годовая температура верхних горизонтов донных отложений, как правило, такая же, как и придонного слоя воды, и зависит от минерализации морских вод, глубины бассейна и интенсивности внутриводного перемешивания. Преимущественно она находится в диапазоне от 0°С до -1.8°С, за исключением отдельных участках глубиной 2 - 10 м или в зоне действия речного стока, где температура может быть и положительной. Для различных районов Арктики глубины морей, ниже которых температуры постоянно

отрицательны, колеблются в незначительных пределах и составляют 10 - 15 м. Существуют они сотни, если не миллионы лет.

Мощность слоя осадков с отрицательной температурой составляет от нескольких десятков до нескольких сотен метров. В целом минерализация их порового раствора примерно соответствует температуре начала льдообразования и поэтому образования льда не происходит. С момента отложения в осадках происходят процессы диагенеза. В целом диагенез осадков в водных бассейнах следует понимать как физико-химическое и физико-механическое уравнивание в субаквальной среде. При этом происходят обменные и химические реакции, минералообразование, уплотнение осадков, отжатие свободной воды, синерезис, разрывы сплошности толщи, преобразование поровых вод. Эти процессы иногда приводят к локальному распреснению поровых вод. Поскольку среда имеет отрицательную температуру, то на участках, где температура в массиве осадков будет ниже температуры начала замерзания поровых растворов, начнется льдовыделение. В этом случае оно определяется только внутренними причинами. Рассмотренную область мы выделяем как зону первичного океанического криолитогенеза (Хименков, 2002). Она характеризуется тем, что лед в толще морских осадков может образовываться и сохраняться только за счет внутреннего энергетического состояния массива осадков, поддерживаемого теплообменом с толщей отрицательно-температурных морских вод.

Геохимические процессы, а так же уплотнение и дегидратация наиболее активны в верхнем 10 метровом слое осадков. К этому интервалу глубин в основном и приурочено льдообразование связанное с диагенезом. Ниже обычно залегают осадки пластичной и полутвердой консистенции, хотя отдельные водонасыщенные горизонты встречаются и на глубинах в несколько десятков метров. В песчаных горизонтах, являющихся коллекторами грунтовых вод в зонах распреснения возможно образование льдистых грунтовых массивов

Температурные градиенты в толще субаквальных осадков незначительны, а часто и совсем отсутствуют в широком диапазоне глубин (сотни метров). В безградиентных засоленных осадочных массивах формирование льда будет происходить в виде локальных, рассеянных по толще осадков образований.

Можно перечислить виды льдов, характерные для таких криогенных систем:

- 1) донные льды; 2) осадочные льды - ледниковые льды и морские льды, погребенные морскими осадками; 3) льды, образовавшиеся при распреснении засоленным морских осадков континентальными пресными водами; 4) льды, образовавшиеся при субаквальном промерзании пресноводных осадков,

перекрытых отрицательнотемпературными морскими водами; и, наконец, 5) льды сформировавшиеся в зонах подводного истечения газов за счет охлаждающего дроссельного эффекта.

Следует подчеркнуть, что, несмотря на отрицательную температуру и присутствие льда, этот тип ледяных включений не цементирует осадочную толщу и не прекращает процессы диагенеза. В морских субаквальных осадках происходит активная жизнедеятельность, развиваются разнообразные биоценозы, происходит интенсивное газовыделение. Рассмотренные процессы, определяющие льдообразование, не связаны с фактором «промерзания», определяемым внешним источником охлаждения, т.е. теплообменом с атмосферой.

В литературе для различного соотношения процессов образования осадков и их промерзания используются понятия эпигенез и сингенез мерзлых пород.

Эти основополагающие для геокриологии понятия положены в основу представлений об закономерностях формирования мерзлых пород.

Глубоководные осадки арктических морей не могут быть отнесены к выделяемым в настоящее время типам криогенных толщ. Эта проблема возникла не в последние годы. Еще в 1988 году В.Т.Трофимов и Ю.К.Васильчук отмечали трудности, возникающие при криогенетической индикации мерзлых толщ, в случае сведения их к двум общепринятым типам. Несоответствие понятийного аппарата процессам в природных системах особенно заметно на примере субаквальной криолитозоны.

Эпигенетические мерзлые породы формируются в случае временного разрыва (пусть даже незначительного) между накоплением осадочной толщи и ее промерзания. При этом источник охлаждения является внешним по отношению к промерзающему массиву отложений. Данный тип криогенеза в значительной мере изменяет совокупность процессов, присущих осадочной

толще, ее строение, физические и механические свойства. Такие разновидности эпигенеза, как диакриогенные (по В.Н.Усову) и парасинкриогенные (по Е.М.Катасонову) лишь отражают различные пространственные и временные соотношения осадконакопления и промерзания. По сути они являются теми же эпигенетическими мерзлыми толщами.

Сингенетические мерзлые породы формируются в условиях, когда мерзлые толщи уже сформированы. Лед с самого начала цементирует массив осадков и сохраняет его в первичном виде на все время их существования.

Причиной охлаждения при сингенезе также является тепловой баланс на поверхности Земли.

Субаквальные криогенные породы - это особые криогенные отложения. На наш взгляд, их следует выделить в отдельный тип криогенных толщ - криодиагенетический. Криодиагенетические мерзлые толщи представляют собой неконсолидированные, отрицательнотемпературные и содержащие лед осадки, в которых протекают диагенетические процессы и наблюдается активная жизнедеятельность, присущая данным осадкам биоценозов (Хименков, 2002).

Переход криодиагенетических мерзлых пород к традиционным эпигенетическим или сингенетическим возможен только при дополнительном охлаждении. Такое охлаждение происходит при смерзании припайных льдов с морским дном и последующем промерзании осадков, уже содержащих ледяные образования. При этом льды, соответствующие криодиагенетической стадии, включаются в криогенное строение соответствующих мерзлых толщ (эпигенетических или сингенетических), что значительно затрудняет их идентификацию.

2.4. Засоленные мерзлые породы, как особый тип криогенных систем криолитозоны

Засоленные мерзлые четвертичные породы широко распространены вдоль Арктического побережья. Только на севере Западной Сибири они занимают площадь около одного миллиона квадратных километров. Распространенные с поверхности, они охватывает криогенную толщу на всю ее мощность до 300 м и более, имеют различное происхождение, с преобладанием морских и прибрежно-морских условий образования.

Засоленные мерзлые дисперсные породы представляют собой пример одной из наиболее сложных криогенных систем криолитозоны, как по составу компонентов, как и по своим свойствам. Они занимают по многим своим свойствам положение между мерзлыми и немерзлыми породами, имеют также особые инженерно-геологические свойства, отличаются низкой несущей способностью и неустойчивостью к техногенным воздействиям. Рассмотрим некоторые свойства данных грунтов позволяющие выделять их в особую группу (наблюдения были проведены для грунтов различных регионов Арктики).

Определяющее влияние на механические свойства грунтов оказывает незамёрзшая вода. Засоленные грунты отличаются повышенным её содержанием. Между содержанием незамёрзшей воды в грунтах, их засоленностью и температурой имеется определенная связь.

Установлено [Велли, 1973; Пекарская, Чапаев, 1979], что даже при небольшом засолении $D_{\text{sal}} = 0,15\%$, в диапазоне температур $\theta = -2,8 - -6,5^\circ\text{C}$ содержание жидкой фазы в грунте (суглинок) на $2,5 - 3,8\%$ больше, чем при отсутствии солей. Если $D_{\text{sal}} = 1,0\%$, то эта разница достигает $22,3\%$. При $\theta = -2,8^\circ\text{C}$ и $D_{\text{sal}} = 0,5\%$, содержание жидкой фазы на $8,2\%$ больше, чем в таком же незасоленном суглинке. Если температуру суглинистого грунта повысить от $-6,5^\circ\text{C}$ до $-2,8^\circ\text{C}$ при $D_{\text{sal}} = 0,15\%$, то это приведёт к увеличению содержания незамерзшей воды на $4,5\%$. При $D_{\text{sal}} = 0,5\%$ – на $5,9\%$, и при $D_{\text{sal}} = 1,0\%$ – на $14,5\%$. Такое же изменение температуры в незасоленных грунтах приведёт к увеличению содержания незамерзшей воды на $3,9\%$. Перегиб на кривых содержания незамерзшей воды от температуры в суглинках наблюдается при засоленности 0.5 и 1.2% . В песке аналогичный перегиб можно наблюдать при 10 промилле, или 0.2% засоленности (Hivon, 1991). На кривой зависимости температуры замерзания для суглинка с различной засоленностью можно выделить перелом при засоленности 0.2% (Яркин, 1987).

Для супесчано-суглинистых пород Ямала пучение резко уменьшается при засоленности около 0.2% .

Важной характеристикой, связанной с содержанием незамерзшей воды, является температура начала замерзания $\theta_{\text{нз}}$ засоленных грунтов. При $D_{\text{sal}} = 0,4\%$ температура начала замерзания $\theta_{\text{нз}} = -1,2^\circ\text{C}$; при $D_{\text{sal}} = 0,55\%$ – $\theta_{\text{нз}} = -1,5^\circ\text{C}$; при $D_{\text{sal}} = 1,2\%$ – $\theta_{\text{нз}} = -3^\circ\text{C}$ (суглинок). Температура начала замерзания грунта при прочих равных условиях определяется засоленностью.

Ниже перечисляются некоторые основные механические характеристики мёрзлого грунта, они рассматриваются как функции засоленности D_{sal} и температуры θ , указывается порядок их значений при различных D_{sal} и θ .

величина эквивалентного сцепления суглинка C_{eq} резко уменьшается при засоленности 0,2 – 0,3% [Велли, 1990]. При температурах -3 – -4°C величина эквивалентного сцепления при указанной засоленности и при влажности выше предела текучести уменьшается в 2 раза, а при $\theta = -1 - -2^\circ\text{C}$ величина эквивалентного сцепления уменьшается в 3 – 4 раза. Изменение суммарной влажности от 25 до 55% вызывает уменьшение эквивалентного сцепления на 25 – 30%.

Расчётное давление R на пылеватые и мелкие пески при засоленности $0,03\% < D_{sal} < 0,1\%$ в диапазоне температур $-1^\circ\text{C} > \theta > -8^\circ\text{C}$ уменьшается примерно в 2 раза. При засоленности $D_{sal} > 0,5\%$ и температурах грунта $\theta > -8^\circ\text{C}$ мелкий песок практически находится в охлажденном состоянии и свойства его близки к свойствам талого песка.

Засоленность существенно влияет на изменение сопротивлений срезу R_{af} по поверхности смерзания мёрзлых грунтов с фундаментом. Величины сопротивления срезу грунтов в интервале температур от -1 до -5°C при засоленности 0,5%. снижаются в 2-2,5 раза по сравнению с незасоленными грунтами.

По другим данным [Миренбург и др., 1990] при увеличении засоленности от 0,2 до 0,5% и температуре -3°C длительная прочность срезу

R_{af} уменьшается от 212 кПа до 110 кПа (суглинок). При той же температуре и увеличении засоленности от 0,1 до 0,2% близкие значения имеет мёрзлый песок, $R_{af} = 198 - 111$ кПа соответственно.

Эквивалентное сцепление особенно быстро снижается при достижении значения 0.2% засоленности в песках, 0.3% в супесях и 0.4% в суглинках. На кривой зависимости энергии активации от засоленности для засоленной мерзлой супеси можно выделить перелом при засоленности 0.15-0.2%.

Сопротивление сдвигу по поверхности смерзания засоленной супеси заметно падает при превышении засоленности 0.1-0.2%, а в суглинке при 0.2-0.3%.

Резкое снижение прочности и увеличение деформируемости происходит у засоленных мерзлых грунтов при температурах, близких к ($t_{нз} - 2^{\circ}\text{C}$), где $t_{нз}$ - температура начала замерзания). Поэтому целесообразно разделить засоленных мерзлых грунтов по температуре на два вида - устойчивые ($t < (t_{нз} - 2^{\circ}\text{C})$) и неустойчивые ($t > (t_{нз} - 2^{\circ}\text{C})$).

Все это позволяет объединения их в особый тип криогенных систем криолитозоны "засоленных криогенных грунтов" (ЗКГ).

Засоление является синхронным, если состав порового раствора сформировался одновременно с образованием отложений, и эпихронным, если в поровый раствор соли проникли после образования осадка. Если промерзание отложений происходит одновременно с образованием засоления, такой тип засоления является синкриогенным. При промерзании отложений позднее их засоления образуется эпикриогенный тип.

Преимущественный путь образования засоленных многолетнемерзлых пород Арктического побережья связан с син- и эпигенетическим промерзанием морских, прибрежно-морских и других слаболитифицированных отложений, насыщенных первичными или метаморфизованными морскими водами. Порový раствор мерзлых пород морского происхождения часто оказывается близким к составу морских вод, и такие засоленные мерзлые породы занимают огромные пространства на Арктическом побережье Евразии и Америки. Этот тип засоленных мерзлых пород можно назвать, по предложению Г.И.Дубикова(1986), морским.

Наибольшие величины засоленности для отложений морского типа характерны для глинистых и суглинистых морских и прибрежно-морских отложений. Этим отложениям свойственен хлоридно-натриевый тип засоления со средним значением засоленности около 0.7% - 1.0% .

Соли, содержащиеся в поровых растворах, в условиях перехода осадков в мерзлое состояние при промерзании лишь частично выносятся за пределы формирующихся толщ, а главным образом перераспределяются в них. Формированию высокой засоленности морских и прибрежно-морских отложений способствует низкая отрицательная температура среды, синхронное накопление и промерзание осадков, часто с возможностью промерзания снизу, и слабая степень дифференциации осадочного вещества, отлагающегося в арктических морях и прибрежных условиях.

Засоленные элювиальные, склоновые и ледниковые породы встречаются на Арктическом побережье, в частности, в прибрежной зоне при

затоплении их или при ином способе проникновения соленых вод и последующем промерзании. Так, они могут засоляться при оттаивании других засоленных отложений. М.О. Лейбман и И.Д. Стрелецкой (1996) описан случай засоления сезонноталого слоя при оттаивании нижележащих морских засоленных отложений, таким образом могут засоляться солифлюкционно-делювиальные отложения, формирующиеся на засоленных многолетнемерзлых толщах. По данным Н.Ф. Кривоноговой и А.А.Каган (1973), на Чукотке засолены современные элювиальные отложения, вероятно, через атмосферные осадки из-за близости океана.

Важные особенности формирования континентального засоления были установлены Н.П.Анисимовой (1985). При сезонном промерзании даже практически незасоленных аллювиальных песков минерализация вблизи границы с многолетнемерзлыми породами повышается до 0.7% с преобладанием хлоридов или сульфатов натрия и магния. Последующее накопление осадков сверху приводит к тому, что этот засоленный слой переходит в многолетнемерзлое признаками, в том числе и свойствами. По ее данным, при промерзании водоносного песка в условиях открытой системы большого повышения концентрации порового раствора в незамерзшем слое не происходит, тогда как в условиях закрытой системы минерализация раствора значительно повышается и изменяются соотношения ионов. В частности, степень криогенного повышения минерализации воды при промерзании зависит от начальной концентрации солей и их состава, а также от условий водообмена. Выделение при кристаллизации воды растворенного

углекислого газа приводит к образованию карбонатных ионов из гидрокарбонатных. Труднорастворимый карбонат кальция выпадает в осадок, а в растворе повышается содержание магния и натрия. Концентрация растворимых солей при промерзании повышается в основном за счет гидрокарбонатов и карбонатов магния и натрия, при этом обычно преобладает натрий. По мнению Н.П.Анисимовой, особенности изменения содержания воднорастворимых солей в разрезе мерзлых аллювиальных отложений террас Лены могут служить показателем условий их промерзания. В частности, примером многолетнемерзлых сингенетических пород являются отложения пойменной фации. Степень засоленности их выше, чем промерзавших эпигенетически подстилающих пород русловой фации. В аллювиальных и солифлюкционно-делювиальных отложениях происходит обогащение поровых растворов ионами труднорастворимых солей углекислого кальция, сульфата кальция и сульфата натрия при одновременном понижении концентрации. В целом процесс континентального солеобразования для северных широт не является активным

Очевидно, при взаимном влиянии различных природных факторов может возникать смешанный тип засоленных мерзлых пород. Например, аллювиал В целом процесс континентального солеобразования для северных широт не является активным ьные отложения могут быть засолены в зоне влияния морских приливов, которая составляет до 30-60 км от устья рек. Смешанный тип засоления формируется при изменении состава поровых

растворов морского типа путем их опреснения атмосферными осадками и поверхностными водами.

Типизация засоленных мерзлых отложений может быть проведена на основе представлений И.Д.Данилова (1998) о выделении криогенных

формаций, учитывая закономерную, парагенетическую связь между способами промерзания и образования осадочных пород. Он предлагает соединить генетический подход, при котором рассматривается способ образования пород - морские, аллювиальные и т.д., и геокриологический, учитывающий прежде всего способ промерзания. и выделяет криолитогенетические комплексы - естественноисторические сообщества горных пород, сформированных или преобразованных в определенных природно-климатических (и мерзлотных), неотектонических и структурно-геоморфологических обстановках: синкриогенно-континентальный, эпикриогенно-маринный и эпикриогенно-континентальный.

По условиям промерзания, т.е. по соотношению времени засоления и времени промерзания отложений можно выделить следующие типы засоления. Если промерзание отложений происходит одновременно с их образованием, такой тип засоления можно назвать синкриогенным. Если это происходит на стадии диагенетических преобразований, выделяется диакриогенный тип засоления. При промерзании отложений после их образования или после их оттаивания образуется эпикриогенный тип

засоления мерзлых пород. При сочетании в разрезе различных типов засоления по соотношению промерзания с образованием породы выделяется поликриогенный тип засоленных мерзлых пород.

Сочетание выделенных выше типов засоления мерзлых пород представлено на рис. 8.

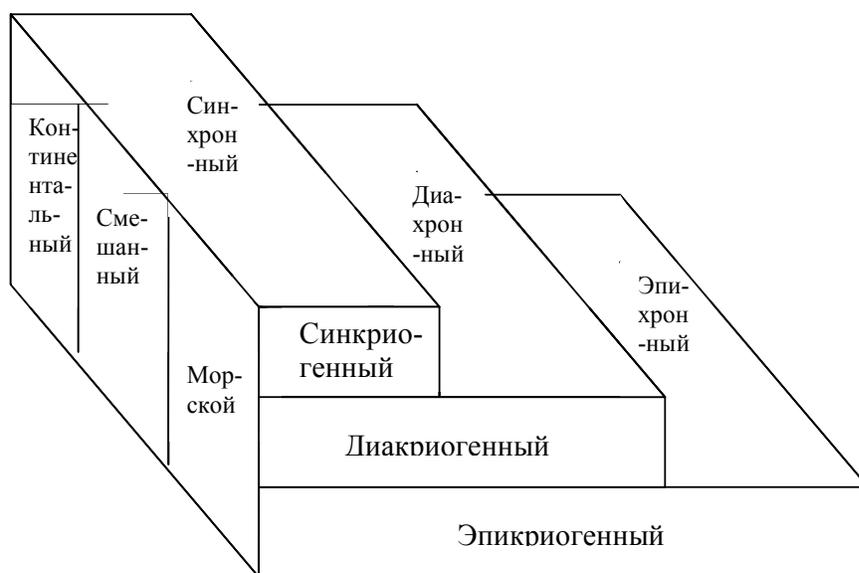


Рис. . Классификация мерзлых засоленных пород по типам засоления

Условия залегания

Изменение засоленности мерзлых грунтов по глубине и простираанию на Арктического побережья связано с их составом и строением и определяется как условиями формирования засоления, так и последующими процессами в мерзлых толщах.

Выделяются различные типы разрезов засоленных мерзлых пород. В песчаных прибрежно-морских толщах для верхних 10-20 м встречается равномерное распределение засоленности и ее увеличение с глубиной, частая встречаемость засоленных охлажденных пород и криопэгов. Для глинистых засоленных мерзлых пород также характерны два типа разрезов - сравнительно однородный или с переслаиванием (в том числе с включениями охлажденных пород), а также с увеличением засоленности по глубине до 10-15 м. Неравномерное распределение засоленности по глубине может быть седиментационным и обусловлено условиями образования, например, регрессивным характером фаций и опреснением среды осадконакопления, и промерзания отложений. Она типична в современных лагунных осадках, например, в лагуне Амдермы. Такие разрезы, где распределение засоленности однородно или изменяется по слоям, обусловлено условиями образования засоленных мерзлых пород, предлагается называть разрезами условно-слоистого (первичного) типа. Они, как правило, отличаются и большей величиной засоленности, потому что в разрезах рассоленного (наложенного) типа наблюдается увеличение засоленности с глубиной, которое обусловлено, вероятно, происходящим после формирования засоленных мерзлых пород рассолением верхнего горизонта в результате

процесса миграции солей и выноса их в сезонноталый слой. Разрезы условно-слоистого типа характерны для более молодых позднеплейстоценовых и голоценовых отложений.

Более древние отложения высоких морских террас, где было достаточно времени для рассоления, отличаются распространением разрезов рассоленного типа (рис. 3 и 4). Сохранение, при значительной дифференциации по глубине, достаточно высокого засоления палеогеновых отложений (рис. 4) объясняется, по-видимому, большим начальным содержанием солей.

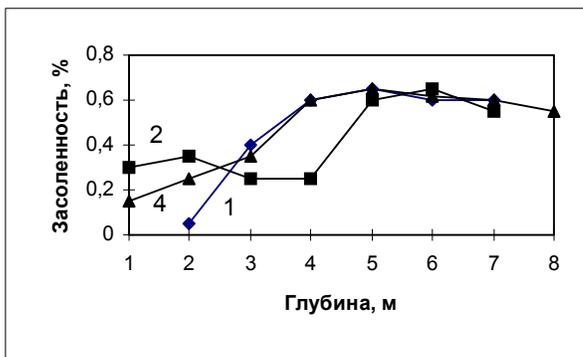
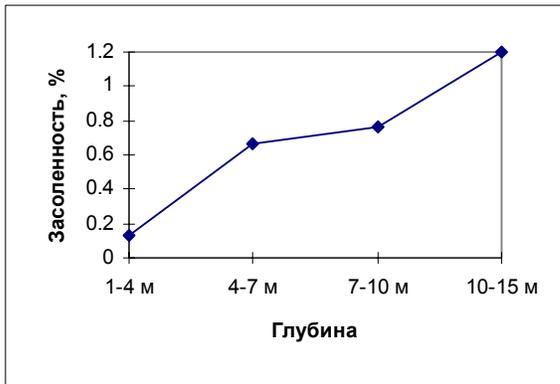
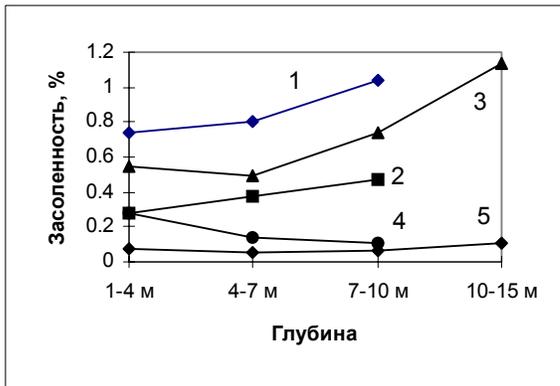


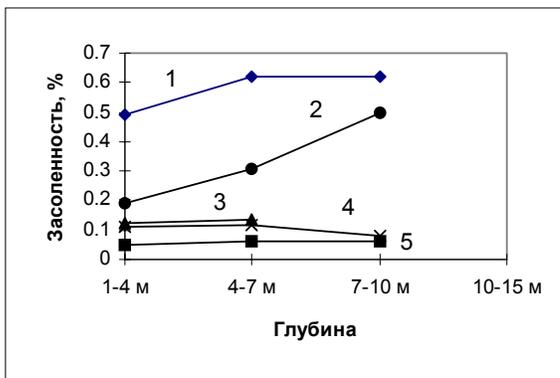
Рис. 3. Распределение засоленности в разрезе 3 морской террасы, сложенной суглинками в п. Амдерма по трем скважинам (обозначены цифрами)



а



б



в

Рис. 4. Распределение засоленности по глубине для отложений: а - морских палеогеновых (тР) Тазовского п-ова; б - морских и гляциально-морских среднеплейстоценовых (Q_{II}^{2-4}) Северного Ямала (1), Центрального и Южного

Ямала (2), Гыдана (3), Тазовского п-ова (4), Обско-Пуровского междуречья (5); в - для морских и прибрежно-морских позднплейстоценовых (Q_{III}^1) (обозначения кривых как на б). Построено по данным Г.И.Дубикова (1984)

Таким образом, засоление хотя и определяется условиями формирования и промерзания грунтов, не является в полной мере постоянной характеристикой мерзлой толщи. В результате миграции солей уже в мерзлых грунтах происходит изменение содержания солей, при этом изменяется главным образом величина засоленности при сохранении в целом качественного химического состава солей. Миграция солей и в целом постепенное рассоление верхних горизонтов толщ засоленных мерзлых пород являются общей закономерностью их развития во времени.

Распределение засоленности по простиранию также подчиняется определенным закономерностям.

Связь литолого-фациального строения плейстоценовых отложений и засоленности прослеживается, например, по площади в Печорской низменности (Данилов, 1978). Для северных, прибрежных ее районов

характерно распространение более тонкообломочных и более засоленных грунтов. Увеличение засоленности наблюдается по мере удаления от русла реки и вверх по течению для аллювия рек Западного Ямала. Так, в направлении от устья вверх по течению степень засоления аллювия

снижается, а тип засоления изменяется с хлоридного на хлоридно-сульфатный и гидрокарбонатный.

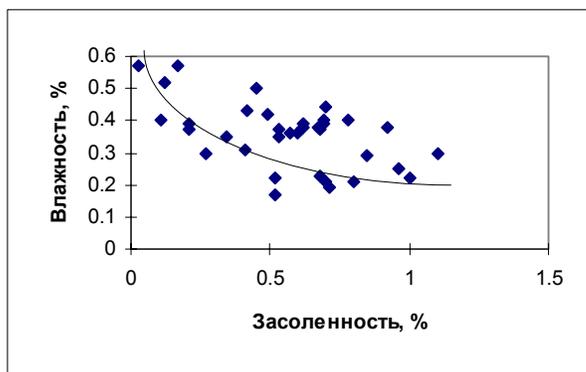


Рис. 6. Соотношение засоленности и суммарной влажности для морских мерзлых супесчано-суглинистых плейстоценовых отложений территории Бованенковского ГКМ (п-ов Ямал).

Выборка из 36 образцов

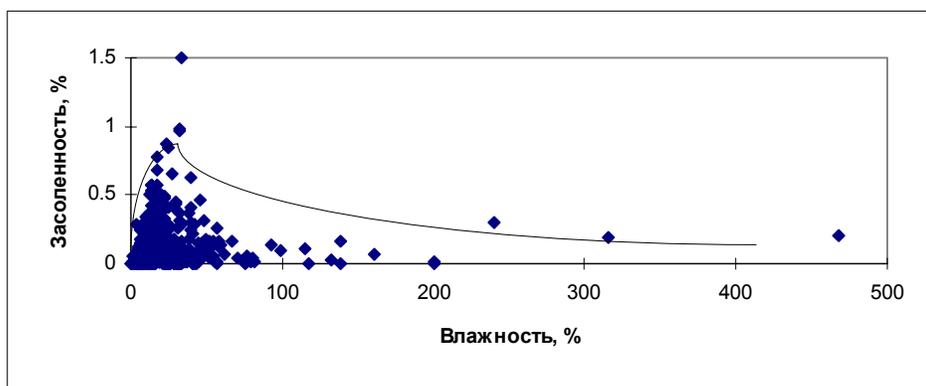


Рис. 7. Зависимость засоленности от влажности мерзлых грунтов Северо-Западных Территорий Канады (данные E. Hivon, 1991)

Существует определенное соотношение засоленности и льдистости в засоленных мерзлых породах. В многолетнемерзлых морских толщах засоленность, как правило, увеличивается с повышением суммарного влагосодержания, что обусловлено седиментацией в соленых морских и прибрежных водах, а по разрезу, наоборот, засоленность, как правило, снижается с увеличением льдистости в различных литогенетических типах грунтов (рис. 6 и 7), что, по-видимому, связано как с условиями формирования льдистых горизонтов и вытеснением солей, так и последующим распреснением подземных текстурообразующих льдов.

Принципы классификации

Выделяемые виды засоленных грунтов классифицировались по следующим признакам:

1. Происхождение, или способ образования и химический состав солей в поровом растворе пород;
2. Одновременность образования засоления с образованием горной породы;
3. Одновременность промерзания отложений с образованием засоления;
4. Концентрация солей в поровом растворе;
5. Состав дисперсных мерзлых пород, содержащих соли в поровом растворе;
6. Влажность (льдистость) засоленных мерзлых пород;
7. Температура;
8. Условия залегания в разрезе;

9. Криогенное строение.

Группы, выделяемые на каждой ступени классификации, в пределах одного классификационного признака, могут быть генетически связаны с группами, выделяемыми по другому признаку. В этом состоит существо естественных связей, проявляющихся в корреляции и обусловленности различных характеристик объекта. В отслеживании таких связей заключается одна из целей научного исследования, вытекающих из классификации, но имеющих самостоятельное значение.

2.5. Сезонномерзлые породы

Сезонные колебания в поступлении и расходе тепла, вызывает ежегодное сезонное промерзание и протаивание приповерхностного слоя литосферы. В литературе он выделяется как деятельный слой (Сумгин, 1937), или слой сезонного промерзания, или СМС (слой сезонного протаивания, или СТС). Над многолетнемерзлыми породами деятельный слой (слой сезонного протаивания) проявляется в виде летнего оттаивания его верхней части и последующим зимним восстановлением. Над талым субстратом - в виде зимнего промерзания (слой сезонного промерзания) над талой толщей горных пород и летнего оттаивания и восстановления талого состояния. В рамках тематики настоящей работы, прежде всего, интересна одна часть

этого годового цикла - сезонномерзлый слой (или слой сезонного промерзания, или СМС). Он представляет собой сезонную криогенную систему, имеющую широкое распространение и оказывающую огромное влияние на природу Земли. Промерзание грунтов наблюдается почти на половине (48%) суши Северного полушария (Уошборн, 1988), оно характерно для всей территории России и значительной части Соединенных Штатов (рису 18).

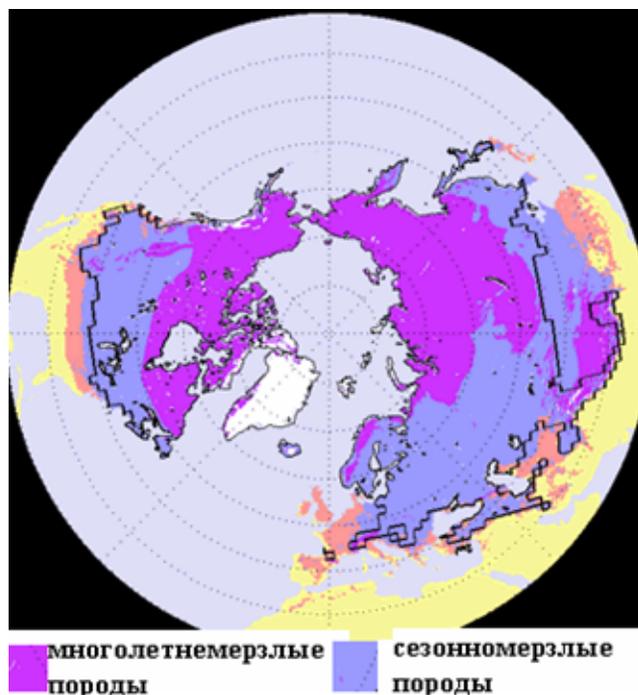


Рис. 18. Распределение многолетнемерзлых и сезонномерзлых пород в Северном полушарии (по Zhang и др., 1999)

Мощность СМС зависит от комплекса физико-географических и геологических факторов и меняется от нескольких сантиметров до 3-5 м (исключительно редко до 8—10 м). Даже в пределах одного и того же ландшафта глубина сезонного промерзания и протаивания не бывает

одинаковой от года к году. Но в целом, при неизменности климатических и других физико-географических условий, она колеблется около некоторой средней величины. При этом максимальная глубина протаивания СТС за несколько лет имеет важное значение: горизонт между средней глубиной протаивания и максимальной глубиной протаивания носит название промежуточного, защитного или переходного слоя. Этот относительно малоледистый (лишь в сравнении с подстилающими многолетнемерзлыми породами) слой, например, в условиях Центральной Якутии предохраняет высокольдистые отложения «ледяного комплекса» от протаивания и развития термокарста. Изменение глубины промерзания и протаивания зависит от степени континентальности климата, продолжительности зимнего охлаждения, средней годовой температуры воздуха, средней температуры самого холодного месяца, амплитуды температур на поверхности, суммы отрицательных температур, от плотности и мощности снежного покрова, состава пород, их влажности, растительного покрова.

Темпы сезонного промерзания различны. На севере скорость сезонного промерзания достигает 1 - 5 см в сутки. Промерзание заканчивается уже в ноябре—декабре. Криогенное строение СМС во многом определяется градиентами температур при промерзании. Градиенты, при которых отмечается значительное льдовыделение, составляют 15—30 град/м (Орлов, 1962). Типичным диапазоном изменения температурного градиента при образовании мелких сетчатых и слоистых текстур является интервал от 0.5 - 1 до 10 - 20 град/м (Попов, 1967).

Следует обратить внимание на явление так называемого промерзания СТС снизу, которое заключается в том, что осенью, по мере ослабления прогревания пород сверху и при начале промерзания с поверхности, основание деятельного слоя отдает тепло не только вверх, но и вниз, в подстилающую толщу мерзлоты. В результате при достаточно низких температурах мерзлых горных пород промерзание захватывает нижнюю часть СТС до того, как сюда проникает промерзание сверху. Таким образом, происходит промерзание СТС одновременно сверху и снизу, т. е. навстречу. При достаточном увлажнении тонкодисперсных грунтов при этом происходит миграция воды как к верхнему, так и к нижнему фронту промерзания. Вследствие этого средняя часть СТС, ограниченная сверху и снизу более льдонасыщенными грунтами, остается относительно обезвоженной.

Важной особенностью СМС и СТС являются сезонные изменения содержания влаги и солей (рис. 19)

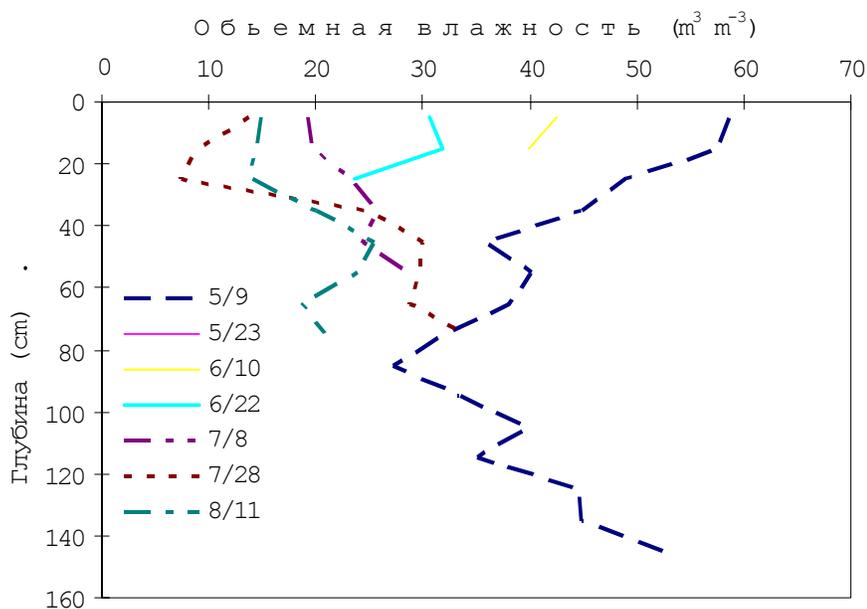


Рис. 19. Изменение влажности в течение 2004 года в сезонноталом слое, лиственничный лес, урочище Нелегер, Центральная Якутия

Криогенное строение СМС и СТС отличается большим разнообразием. В местах повышенного обводнения (выходы грунтовых вод, надмерзлотные водоносные горизонты) формируются пластовые ледяные тела, ледяные ядра (высотой до 3м.), сезонные бугры пучения. При всей внушительности своих размеров эти сезонные криогенные системы не оказывают значительного влияния на рельеф из-за их оттаивания летом.

При меньшей влажности криогенное строение СМС определяется прежде всего литологическим составом. Пески, щебнистые, гравелистые породы обладают массивным криогенным строением, при котором лед равномерно распределен между минеральными частицами. Глины, суглинки, супеси характеризуются разновидностями слоистых и сетчатых криогенных

текстур. В зависимости от градиентов температуры, состава, влажности и других факторов в тонкодисперсных грунтах СМС формируется 4 типа сезонных криогенных систем в зависимости от распределения льда (Попов и др., 1985):

1. Льдистость повышена в верхней и нижней части СМС, середина слоя относительно осушена, малольдиста.
2. Льдистость повышена только в верхней части СМС; вся остальная нижняя часть слоя осушена и малольдиста.
3. Льдистость заметно выражена и достаточно велика в пределах всего СМС.
4. Льдистость мала в пределах всего СМС.

Переходный слой между СТС и многолетнемерзлыми породами большую часть времени находится в мерзлом состоянии, но при определенном сочетании климатических параметров оттаивает (Гречищев и др., 1980). По мнению Ю.Л. Шура, основная функция переходного слоя – защита нижележащих многолетнемерзлых пород от протаивания в наиболее теплые летние сезоны. Он высказывает интересную мысль о том, что «... отличием переходного слоя, как фактора стабилизации является то, что он представляет собой результат «обучения» системы, включающей подземный лед, ее адаптацию к внешним воздействиям. Предохранение подземного льда ему функционально присуще, тогда как стабилизирующая роль внешних по отношению к системе факторов не является их целью. Наличие других (внешних для системы) факторов стабилизации приводит к уменьшению

необходимости во внутреннем стабилизирующем факторе. Подвергаясь меньшим «обучающим» воздействиям, система вырабатывает менее действенный переходный слой. Поэтому при разрушении внешних стабилизаторов, например при удалении растительности. Такой переходный слой не в состоянии предохранить подземный лед от вытаивания.»

(Гречищев и др., 1980, стр. 42). Таким образом, многолетнемерзлые породы в самом деле могут представлять собой «самообучающиеся» криогенные системы, активно создающие стабилизационные механизмы.

2.6. Структура криогенных систем в криолитозоне.

Криогенные образования являются результатом естественно-исторического процесса развития геологической среды и достижения ею такого энергетического состояния, при котором происходит изменения фазового состояния воды. В результате образуется новый геологический объект – мерзлая (криогенная) горная порода. Формирование мерзлых пород, при всем их многообразии, обусловлено закономерной последовательностью событий, что позволяет рассматривать криолитозону как систему с определенной иерархией. Рассмотрим основные структурные уровни этой системы.

1. Криолитозона.

Наиболее высоким уровнем формирования криогенных систем является криолитозона. Она охватывает все криогенные образования в литосфере Земли, от эфемерных, существующих несколько часов с мощностью в несколько сантиметров, до многолетнемерзлых горизонтов, существующих сотни тысяч и миллионы лет, мощностью в несколько сот метров. Структура криолитозоны отражает локальные, зональные и глобальные особенности теплообмена между различными компонентами Земли, а также Земли и Солнца. Криолитозона, сама являясь подсистемой криосферы Земли, в свою очередь состоит из нескольких подсистем.

2. Стратиграфо-генетический уровень.

Первичным элементом криогенной системы является ее литогенная составляющая. По этому естественно в качестве основы выделить геологические тела, имеющие одинаковый генезис. Закономерное развитие генетического типа в пространстве и во времени является причиной того, что бы в результате промерзания горные породы так же имеют определенные закономерности строения. Учитывая то, что формирование пород - явление циклическое, элементарной криогенной системой на данном уровне будет генетически однородное геологическое тело, сформировавшееся за один цикл своего развития. Например, для морских отложений это будет трансгессивно-регрессивный цикл. Криогенных системы данного уровня отличаются собственным распределением комплексов ледяных тел различного масштаба и структуры. Данные комплексы соответствуют

литолого-фациальным единицам и отражают стадии формирования породы и ее промерзания. Даже для одного генетического типа распределение льда в различных криогенных системах будет различным, поскольку палеогеографические условия формирования пород различны. Анализ криогенных систем на стратиграфо-генетическом уровне возможен для всех типов мерзлых отложений; при этом используются материалы, полученные при исследовании систем более низкого ранга.

3. Литолого-фациальный уровень.

Этот уровень соответствует формированию геологических тел с однородными условиями осадконакопления (фации). Каждой фации, в зависимости от соотношения стадии развития и условий промерзания, соответствуют собственное распределение криогенных элементов.

В пределах данного уровня рассматривается так же криогенное строение группы фаций с близкими условиями седиментогенеза (глубоководные, прибрежные и другие). Анализируются сходство и различия между отдельными фациями, определяются условия промерзания, особенности криогенных процессов, сопровождающих промерзание.

4. Криотестурный.

Соответствует особенностям распределения льда в фациях в пределах фации (криогенное строение) (табл. 6).

Таблица 6. Основные типы и виды криогенных текстур (Данилов, 1983).

Криогенная текстура (тип)	Криогенная текстура (вид)	Морфологическая характеристика	Литология и генезис отложений
Массивная (лед-цемент)	Контактная (1)	Лед - цемент развит только в местах наибольшего сближения обломочных зерен	Псефиты, псаммиты, алевроиты различного генезиса
	Пленочная (2)	Лед - цемент покрывает тонкими пленками обломочные зерна	Псаммиты, алевроиты различного генезиса
	Поровая (3)	Лед - цемент заполняет свободное пространство (поры) между соприкасающимися обломочными зернами	Псаммиты, алевроиты различного генезиса
	Корковая (4)	Лед - цемент в виде корок покрывает крупные обломки	Псефиты различного генезиса
	Базальная (5) (атакситовая)	Куски породы беспорядочно расположены, лед	Псефиты, алевроиты, пелиты различного

		образует цемент базального типа (преобладает над породой)	генезиса
	Базальная (6) (эвтакситовая)	Куски породы располагаются в виде параллельных полос, лед образует цемент базального типа (преобладает над породой)	Алевриты, пелиты различного генезиса
	Шлировая		
	Слоистая	Горизонтальная, ритмичная (7)	Шлиры льда располагаются горизонтально, толщина их ритмично меняется по разрезу
		Горизонтальная равномерная (8)	Шлиры льда близкой толщины расположены вдоль горизонтальных плоскостей напластования пород примерно на одном расстоянии
		Волнистая (9)	Шлиры льда расположены вдоль

	волнистых плоскостей напластования пород	ваттовые, пойменные алевриты., глины
Линзовидная (10)	Шлиры льда расположены вдоль непараллельных (смещенных относительно друг друга) волнистых плоскостей напластования	Мелководные бассейновые, ваттовые, склоновые алевриты, суглинки глины
Косая (11)	Шлиры льда расположены вдоль наклонных пересекающихся плоскостей напластования	Мелководные бассейновые, русловые аллювиальные, водно - ледниковые пески
Параллельно огнутая (12)	Основные шлиры льда расположены в виде вогнутых полос- поясков	Тонкодисперсные отложения высокой поймы с полигонально- валиковым рельефом
Параллельно выпуклая (13)	Основные шлиры льда расположены в виде выпуклых	Тонкодисперсные пойменные и старичные

		полос- поясков	отложения
	Наклонная (14)	Шлиры льда расположены наклонно и секут первичноседиментаци онную слоистость пород	Тонкодисперсные отложения прибрежной зоны водоемов
Сетчатая	Сетчато- слоистая и слоисто- сетчатая (15)	Основные шлиры льда расположены вдоль плоскостей напластования, между ними сеть более тонких ледяных шлиров	Тонкодисперсные бассейновые, ваттовые, склоновые пойменные и старичные отложения
	Сетчатая (16)	Шлиры льда имеют различное направление, при пересечении образуют сетку	Бассейновые, склоновые суглинки
	Неполносетча тая (17)	Шлиры льда имеют различное направление, не пересекаются	Бассейновые, склоновые суглинки, глины

Решетчатая	Решетчатая прямоугольная (18)	Параллельные горизонтальные шлиры льда соединяются более короткими вертикальными	Бассейновые горизонтально истые глины, алевроиты
	Неполнорешетчатая прямоугольная (19)	Параллельные горизонтальные шлиры льда с отходящими вниз вертикальными шлирами, не достигающими нижележащих горизонтальных шлиров	Бассейновые горизонтально истые глины, алевроиты
	Решетчатая наклонная (20)	Параллельные наклонные шлиры льда пересекаются шлирами противоположного направления	Тонкодисперсные отложения прибрежной зоны водоемов, склоновые
	Неполнорешетчатая наклонная (21)	Параллельные наклонные шлиры льда не пересекаются шлирами	Тонкодисперсные отложения прибрежной зоны водоемов,

			противоположного направления	СКЛОНОВЫЕ
--	--	--	---------------------------------	-----------

5. Криоструктурный.

Ледяное образование представляют собой локальную криогенную систему, обладающую внутренней организацией (структурой), которая, отражает условия ее формирования.

6. Кристалл льда.

Ледяной элемент как система состоит из отдельных подсистем – кристаллов льда, организованных определенным образом. Кристалл льда является тем конечным элементом, формирование которого и определяет в конечном итоге структуру и свойства располагающихся на более высоких уровнях криогенных систем. Отдельный кристалл соответствует сохранявшимся элементарным однородным условиям в момент его образования, и его элементарные однородные условия обеспечивающие его развитие. В строении кристалла отражены процессы его зарождения и развития. В нем так же записана информация о преобразованиях мерзлой тощи после ее формирования.

2.7. Криогенные системы литосферы при изменении поверхностных условий

«Красота имеет две составляющие – одна неизменна, другая подвержена влиянию времени»

Японская поговорка

В предыдущих разделах были рассмотрены типы мерзлых толщ и организация криогенных систем - от отдельного кристалла льда до криолитозоны в целом. Любая криогенная система состоит из двух компонентов: постоянной (квазипостоянной) и переменной. В постоянную (условно) составляющую входят: минеральный, химический, газовый состав, органический материал, первичное сложение породы, особенности распределение льда. В переменную – температура пород, их механические свойства, содержание незамерзшей воды.

В последнее время появляются свидетельства того, что содержание солей и газов в многолетнемерзлых породах также не стабильно, хотя и меняется не так быстро, как температура. В каждый момент времени и постоянная, и переменные составляющие являются неотъемлемыми характеристиками криогенной системы. Если изменить температуру породы (изменение климата или поверхностных условий), то постоянная составляющая не изменится или изменится очень мало, а переменная компонента претерпит значительную трансформацию, потому что, например, механические свойства во многом определяются температурой. Это обстоятельство затрудняет определение признаков, позволяющих классифицировать обе составляющие криогенных систем. Попытка П.Ф.

Швецова (1956) путем выделения «геокриологической формации» заложить единую основу для геокриологического районирования, на наш взгляд, оказалась неудачной. Он определил ее как «типичную для данного участка, района, области мерзлую толщу земной коры, сравнительно однородную по составу, строению, температуре, мощности, глубине залегания от поверхности почвы, степени и характеру прерывистости в пространстве, водоносности, и водопроницаемости горных пород»(с. 29). Большое количество параметров, заложенных в единый классификационный признак, затрудняет применение этого понятия для исследования криогенных систем.

Современные классификации криолитозоны базируются в основном на последовательном наложении структурных, генетических, геоморфологических, климатических и ландшафтных характеристик на определенную территорию и последующем выделении однородных участков. При разработке данного подхода, обычно называемого микрорайонированием, В.А.Кудрявцев, К.А.Кондратьева и А.Г. Гаврилов («Общее мерзлотоведение», 1967), выявляли взаимосвязи используемых компонентов. Однако при удивительной логичности этого подхода внутренние связи и единство между компонентами (факторами), определяющими как материальную составляющую многолетнемерзлых толщ, так и энергетическую составляющую (температура) проследить до конца не удастся.

Температура мерзлых пород - весьма динамичный параметр и изменяется по сложным законам; на нее влияют климат, растительный и

снежный покров, обводненность поверхности, экспозиция склона. Она изменчива по территории и динамична во времени. Лишь один тип криогенных пород с некоторым запаздыванием реагирует на колебания температуры на поверхности земли – сезонномерзлые породы. Эта реакция заключается в изменении мощности СМС и СТС, влажности пород, соотношении криогенных процессов при промерзании и соответственно изменении криогенного строения. В низезалегающих многолетнемерзлых породах, при условии, что они остаются мерзлыми, значительных изменений все-таки не происходит.

2.8. Выводы

1. Решить проблему генезиса криогенной системы, используя материалы изучения ее строения или изучения входящих в нее подсистем более низкого иерархического уровня невозможно. Необходимы данные анализа криогенной системы более высокого уровня, в которую рассматриваемая система входит как структурная единица, при том, что формирование мерзлых толщ происходит с самого низкого уровня - кристалла льда.

Предпосылки для создания криогенных систем появляются при взаимодействии геосистем самого высокого уровня, начиная с космического взаимодействия Земли и Солнца и постепенно опускаясь до энергетического состояния геосфер и формирования генетических типов отложений.

Появление кристалла льда является, с одной стороны, завершающим

процессом при охлаждении и промерзании, но в то же время служит основой для развития систем более высокого уровня, а в конечном итоге и всей криосферы. К сожалению в настоящее время преобладает другой подход. Считается, что только на основании изучения кристалла льда, шпиря или отдельного ледяного тела (жильный лед, пластовая залежь) можно выяснить происхождение как самого ледяного элемента, так и мерзлой грунтовой толщи в целом.

2. Очевидным критерием для выделения криогенных систем в литосфере являются границы фаций или генетических типов. При всей сложности их выделения анализ вещественного состава, структурные текстурные исследования позволяют находить их довольно уверенно. Фации отражают развитие элементарных участков природной среды и особенности ее перехода в мерзлое состояние. Мерзлотно-фациальный анализ, предложенный Е.М.Катасоновым, к сожалению, так и не получил пока развития. Это в значительной степени препятствует развитию исследований криогенных систем в литосфере (геокриологии, криолитологии).

3. Криогенные системы литосферы обладают удивительными особенностями. Некоторые их параметры, связанные со строением (криогенное строение, льдистость), не меняются с момента формирования и могут существовать десятки и сотни тысяч лет. Другие, зависящие от температуры (механические свойства, а также в определенной мере содержание солей) - динамичны и могут значительно изменяться за несколько лет или даже в течении года (в слое годовых колебаний

температуры). Причины неустойчивости криогенных систем многочисленны – это изменение климата, смена растительных сообществ или экспозиции склонов, гидрологические или гидрогеологические процессы, воздействие хозяйственной деятельности. Эта двойственность - одновременно и устойчивость, и динамичность - требует значительной осторожности при попытках выявить количественные и даже качественные связи между поверхностными условиями и строением криогенных систем.

ГЛАВА 3. КРИОГЕННЫЕ СИСТЕМЫ НА ГРАНИЦАХ ГЕОСФЕР

«Мы лепим статуи из снега и плачем, когда видим, как они тают»

Вальтер Скотт.

В отличие от литосферы устойчивые, долговременно существующие криогенные системы в атмосфере и гидросфере не образуются. В атмосфере образовавшиеся кристаллы льда в виде снежинок оседают на землю или на воду. В водной среде сформировавшиеся кристаллы льда всплывают, и так же не образуют устойчивых криогенных систем. При этом на границе атмосферы, литосферы и гидросферы развиваются протяженные и мощные криогенные системы, оказывающие значительное влияние на природу Земли. Своеобразны криогенные образования, приуроченные к границе гидросферы и литосферы. Именно поэтому формирование криогенных систем, приуроченных к границам различных геосфер следует рассмотреть отдельно.

3.1. Литосфера-атмосфера

Снежный покров.

Почти нет территории в Европе, Азии или в Северной Америке, которая однажды не покрывалась бы снегом. Изучение снежного покрова имеет долгую историю. В трудах А. И. Воейкова, Б. П., Вейнберга, А. Б. Добровольского, В. Паульке, П. А. Шумского, Б.А.Савельева, В. М. Котлякова и многих других исследователей подробно рассмотрены вопросы формирования, распространения, преобразования и разрушения снега. В данной работе нас, прежде всего, интересует снег как устойчивая криогенная система, развивающаяся от момента выпадения первых снежинок к первичному снежному покрову, затем путем преобразований к стабильному состоянию и в последующем или к разрушению в следствие сезонного образования, или глубокой трансформации при многолетнем состоянии.

Снежный покров является не только самостоятельной криогенной системой, имеющей большое значение в природе Земли; он играет существенную роль в других криогенных системах (ледники, покровные льды водоемов, ММП, биологические криогенные системы).



Рис. 20. Снежинка под микроскопом

Снежный покров – сезонная горная порода, состоящая из выпадающих и нарастающих ледяных кристаллов, паров воды, прослоек и включений льда, жидкой воды, различных органических и минеральных примесей (Рихтер, 1969). Материалом для формирования снежного покрова служат атмосферные ледяные кристаллы и сростки кристаллов первично идиоморфного строения с изотропными свойствами сублимационного и конжеляционного генезиса, начиная от снежинок и кончая ледяным дождем (рис. 20). Петрографы рассматривают снежный покров как особой разновидностью осадочной ледяной породы атмосферного происхождения, отличающуюся большой пористостью. Он отличается чрезвычайной изменчивостью свойств, строения, высоты во времени и пространстве и повсеместно распространен в полярных и субполярных районах Земли. Устойчивый снежный покров обычно образуется спустя некоторое время после установления отрицательной среднесуточной температуры воздуха. Снегонакопление происходит в основном в первую половину зимы. На равнинной территории России наибольшая за зиму высота снежного покрова

изменяется от 0.2 до 0.8 м. В континентальных районах Сибири (Центральная Якутия, Забайкалье) она составляет всего 0.3-0.4 м. На побережье арктических морей высота снежного покрова с запада на восток вначале уменьшается с 0.5-0.6 (побережье Белого моря) до 0.3 м (Таймыр), затем вновь возрастает. На Дальнем Востоке снежный покров местами отличается особенно большой мощностью (рис. 21). Больше всего снега в мире в течение года (31102 мм) выпадало в местечке Парадайс в штате Вашингтон, США. Рекордный по количеству выпавшего снега - 4800 мм - снегопад зафиксирован 13-19 февраля 1959 г. на горе Шаста, штат Калифорния. Самый обильный однодневный снегопад был в Силвер-Лейке, штат Колорадо, 14-15 апреля 1921 г., когда за сутки выпало 1930 мм снега.



Рис. 21. Снежные отложения высотой более двух метров в Нисеко, остров Хоккайдо

На территории России наибольшая длительность залегания устойчивого снежного покрова — на побережье арктических морей (240-260 дней в году), наименьшая — в южных районах Средней Азии (20 дней и менее). В континентальных районах Сибири она составляет 200-220 дней, а в средней полосе европейской части СССР – 100-140 дней в году. Изменение длительности залегания устойчивого снежного покрова в целом подчиняется широтной зональности (Рихтер, 1945).

Отложенные снежинки образуют слой снежного покрова определенной текстуры (стратиграфии) и плотности. Плотность свежотложенного снега изменяется в довольно широких пределах — от 10 до 300 кг/м³. Она зависит от температуры воздуха и от других метеорологических условий во время выпадения — скорости ветра, влажности воздуха, капель дождя и пр. Например, если плотность снега, отложенного в безветренную погоду, не превышает 40—70 кг/м³, то при сильном ветре она может достигать 280—300 кг/м³.

Различают две наиболее ярко выраженные разновидности свежего снега: фации безветренного отложения (пушистый, игольчатый, порошковидный снег, снежная пыль), имеющие идиоморфно-кристаллическую и скелетно-кристаллическую первичную структуру

снежинок, малую плотность, большую пористость, правильную и нечеткую слоистость; ветровые фации (твердый метелевый снег) с обломочной агломеративной структурой снежинок, большой плотностью, меньшей пористостью тонкой и более четковыраженной слоистостью (Шумский, 1955).

Метаморфизм снега

С момента отложения снег практически сразу начинает подвергаться преобразованиям. Происходит «старение» снега с переходом от свежес выпавшего к молодому и старому снегу различной степени зернистости (Коломыц, 1969).

Изменения снежного покрова под воздействием внешних условий, включающее поверхностные изменения формы и размеров кристаллов, их внутренние деформации и взаимное смещение кристаллов или их частей нарушением связей между ними называют метаморфизмом. Впервые это определение применительно к оценке преобразований снежного покрова встречается в работе Х. Бадера. (Bader et al., 1939). Метаморфизм снега представляет собой непрерывный процесс, он охватывает ряд стадий от выпадения снежинок до стаивания или перехода в лед (перекристаллизация – фирнизация- льдообразование).

Выделяются два вида метаморфизма: деструктивный и конструктивный. Деструктивный метаморфизм начинается с распада

свежевыпавших крупных звездообразных и дендритовых кристаллов снега на отдельные части. Наиболее мелкие частицы испаряются, а пар сублимируется на более крупных, которые при этом увеличиваются в размерах, приобретая округлую изометричную форму. Этот процесс сопровождается зарастанием узких щелей между кристаллами, способствуя увеличению контактов и сцеплению между ними.

Конструктивный метаморфизм характеризуется интенсивным ростом некоторых кристаллов, ориентированных в благоприятных для этого процесса положениях за счет поглощения ими других. При этом число зерен в единице объема снега и удельная поверхность непрерывно уменьшается. Поскольку контакты и связи между зернами (сросшимися кристаллами) увеличивается медленнее, чем происходит рост отдельных кристаллов, то часто наблюдается ослабление в течение времени внутреннего сцепления (Савельев, 1971).

Свежеотложенные снежинки попадают в условия, не соответствующие их устойчивому состоянию в тропосфере, где они возникли. Переход в более устойчивое состояние происходит под действием ряда внутренних факторов, главными из которых считают энергию напряженного состояния и энергию поверхностного натяжения кристаллов (эффект Гиббса - Кюри - Вульфа), а также разницу в давлении паров над зернами льда с различной кривизной (эффект Томсона). Кроме внутренних факторов, на изменение структуры отложенного снега оказывают влияние внешние факторы: оседание под действием собственного веса, ветер, солнечная радиация, жидкие осадки.

На равнинных территориях снег до завершения таяния успевает пройти только стадию перекристаллизации. Сущность процессов перекристаллизации заключается в самопроизвольном росте размеров и сложности (набор различных форм) кристаллов, изменении взаимного расположения и связи между ними, уменьшении общего числа кристаллических зерен. В процессе перекристаллизации первоначально изотропный снег утрачивает свою первичную структуру. В ней образуются более или менее крупные ледяные зерна перекристаллизованного (зернистого) снега. Различают следующие разновидности зернистого снега: мелкозернистый – беловато - серого цвета, пластичен, диаметр ледяных зерен до 1 мм; среднезернистый — сероватого цвета, рассыпчатый, состоит из бесформенных ледяных зерен диаметром 1 - 3 мм; крупнозернистый - серый или голубовато-серый, сыпучий, ледяные зерна имеют угловатую форму диаметром от 3 до 5 мм; глубинная изморозь (нередко употребляются понятия глубинный иней или снег - пливун), состоящая из сростков крупных вертикально-ориентированных прозрачных ледяных кристаллов в виде пластинок или волокон, рыхлосвязанных и поэтому сыпучих.

Плотность снежного покрова в процессе его метаморфизма увеличивается. Одной из главных причин является уплотнение снежинок под влиянием собственного веса снежного покрова. Оно интенсивно в начальный период лежания снега, но в конце его практически прекращается. Такие факторы как ветер, зимние оттепели, жидкие осадки также способствуют увеличению плотности. Если влияние этих факторов невелико, то плотность

снежного покрова перед таянием составляет 250 - 300 кг/м³. Нижние слои снежного покрова сильнее перекристаллизовываются, чем верхние, так как они образуются раньше и находятся при более высоких температурах. Поэтому плотность снежного покрова в целом увеличивается в направлении к поверхности почвы. Однако вследствие образования в снежном покрове уплотненных горизонтов (снежные и ледяные корки и насты) эта закономерность не всегда соблюдается.

Уплотнение и перекристаллизация в снеге тесно связаны друг с другом. Большая пористость вначале создает условия, в равной мере благоприятные для обоих процессов. Однако в дальнейшем перекристаллизация и уплотнение становятся противодействующими друг другу процессами. Антагонизм между уплотнением и сублимационной перекристаллизацией настолько резок, что в условиях, способствующих одному из этих процессов, течение другого процесса может полностью подавляться. В результате из-за различий условий в начальную стадию диагенеза могут возникать противоположные типы развития данного слоя снега или снежного покрова в целом — развитие в сторону уплотнения при преобладании оседания, и развитие в сторону разрыхления при преобладании сублимационной перекристаллизации.

Развитие первого типа ведет к быстрому увеличению объемного веса при отсутствии роста зерен, а второго - к быстрому росту размера кристаллов при сохранении начального объемного веса.

Второй тип развития в большинстве случаев заканчивается процессами сублимационного диафтореза, который в благоприятных условиях вызывает появление в некоторых слоях так называемого снега - пльвуна - очень хрупкого крупнозернистого снега, обладающего большой вязкостью и слабым сцеплением и переполненного кристаллами глубинной изморози (Шумский,1955).

Разновидности снега

Ненецкая поговорка, означающая верх блаженства, переводится приблизительно как «мокрый снег, падающий на лицо в теплую погоду»...

Перечислим некоторые виды встречающихся в природе типы снежных толщ (Вейнберг, 1940).

А. Свежий снег-рыхлый снег, имеет следующие разновидности:

а) Сухой свежевypавший снег подразделяется на:

- 1) Порошковидный снег, выпадает или переносится ветром при низких температурах в виде снежных кристаллов или мелких хлопьев;
- 2) Мучнистый снег, выпадает в виде крупы;
- 3) Снег – изморозь, образуется при туманах и оседает на поверхности старого снега рыхлым слоем кристаллической структуры;
- 4) Спрессованный ветром снег образуется под давлением ветра и обладает значительной плотностью;

б) Мокрый свежевypавший снег (рис. 22) подразделяется на:

1) Снег, непосредственно образовавшийся в процессе выпадения крупных хлопьев при высокой температуре;

2) Снег в виде вторичного образования из сухого, свежего снега под действием повышения температуры воздуха (солнце, фен, дождь);

Б. Старый снег (фирнообразный снег) и снег-пльвун:

а) Фирнообразный снег - старый снег зернистого строения. Отдельные зерна в большей или меньшей степени связаны друг с другом (смерзание);

б) Наст. Корка крупнозернистого фирна при смене оттаивания и смерзания поверхностного слоя снежного покрова достигает значительной толщины и прочности и выдерживает вес человека;

в) Фирновое зеркало;

г) Мокрый фирнообразный снег, фирновый снег, разрыхленный процессами таяния, размягченный и напитанный водой;

е) Снег-пльвун. Образуется на значительных глубинах в процессе испарения и перекристаллизации. Представляет собой опасную поверхность скольжения для сухого старого снега.



Рис.22. Пример мокрого свежевывпавшего снега на острове Хоккайдо, Япония

Рельеф снежной поверхности

Снежный покров, являясь аналогом осадочной породы, в значительной мере зависит от поверхности, на которой отлагается; большим разнообразием отличаются и условия, сопровождающие формирование снега, - это в первую очередь ветровые характеристики, температура и влажность воздуха. Слоистость снежного покрова в основном отражает рельеф (рис. 23), а не эндогенные процессы, как в большинстве случаев для осадочных горных

пород. В результате сочетания перечисленных факторов формируются тела различного строения и формы. Выделяются несколько типов морфологии поверхностей снежного покрова: покров свежеложенного снега, аккумулятивные формы и дефляционные формы (Гляциологический словарь, 1984).



Рис. 23. Слоистость снежного покрова хорошо проявляется весной, когда при таянии минеральные включения концентрируются; остров Хоккайдо

Покров свежеложенного снега образуется при интенсивном снегопаде, в виде пятен, полос, или полей свежего снега.

Аккумулятивные формы подразделяются на свободные аккумулятивные и вынужденные аккумулятивные формы. Свободные аккумулятивные формы возникают на выровненных значительных

пространствах в виде снежной ряби, гряд, пологовыпуклых бугров, валов, мощных и крутых сугробов. Вынужденные аккумулятивные формы сугробы, образуются при наличии неровностей на поверхности, при этом формируются движущиеся сугробы, барханы, шлейфы.

Дефляционные формы создаются при отсутствии поступления значительных масс нового снега в процессе преобразования аккумулятивных форм под воздействием сильных ветров во время низовых метелей, когда разрушаются наиболее слабые участки снежного покрова. При этом развиваются новые формы рельефа: заструги, ветровые борозды и поля заструг. Чередование ветров разной силы и направления приводит к формированию ячеисто-бугристого микрорельефа, сложенного снегом разного возраста и структуры.

Лавины являются «движущейся формой» снежного покрова; они представляют собой огромную опасность в горных районах. Так, например, Альпы известны как одно из самых печальных мест, связанных с лавинами. Там произошла, в частности, лавинная катастрофа, в которой пострадали воины легендарной армии Ганнибала: погибли каждый пятый пехотинец, каждый второй всадник и почти все слоны. В декабре 1916 года австрийская армия в Альпах после сильных снегопадов потеряла в лавинах около шести тысяч человек, а потери итальянцев были почти вдвое больше...

Проблемы систематизации

Если выделять снежный покров как осадочную породу, следует последовательно придерживаться этого принципа, то есть нельзя рассматривать его как простую совокупность образований (ледяных кристаллов) с набором характеристик. Разновидности снега образуют естественно-исторические тела, сформированные в определенных условиях, имеющие особые границы и формы, претерпевающие присущие им преобразования, а так же имеющие уникальное строение и свойства. Подход к анализу снежного покрова должен быть таким же, как и для генетических типов осадочных отложений с поправкой на большую изменчивость снежного покрова, сезонность его существования и специфическую морфологию (тонкий слой, растянутый по огромной поверхности).

Снежный покров нельзя так же рассматривать как однородный слой; он представляет из себя сообщество динамичных криогенных систем, связанных с неоднородностями ландшафтов. Каждое такое сообщество имеет свои условия формирования, динамику и особенности метаморфизма, а также последовательность ветровой, механической и тепловой переработки. Соответственно индивидуальны и их физико-механические характеристики.

В соответствии с направленностью настоящей работы следовало бы выделить и соответствующую иерархию криогенных систем снежного покрова. К сожалению, пока сделать это не представляется возможным, поскольку не разработана типизация снежных образований для крупных регионов. Наметим только общую схему, по которой могла бы быть построена систематизация снежного покрова Земли: 1) снежинка или

ледяной кристалл; зерно, состоящее из отдельных снежинок или кристаллов; 2) слой, соответствующий определенному периоду отложению снега; 3) форма рельефа снежного покрова, соответствующая однородным динамическим свойствам периода формирования; 4) территориальный тип снежного покрова, соответствующий территориям с однородными поверхностными и микроклиматическими условиями; 5) региональный тип, соответствующий тектоническому строению территории, региональным климатическим особенностям и соответственно определенным соотношениям между типами снежных образований; 6) зональный тип, отражающий климатическую зональность и выражающийся в соответствующем наборе региональных типов.

Разрушение снежного покрова

Для рассмотрения особенностей разрушения снежного покрова в очередной раз воспользуемся классической работой Б. П. Вейнберга (1940). Кроме непосредственного действия теплого воздуха, в процессе разрушения снежного покрова большую роль играет на первых порах солнечная радиация, являющаяся главной причиной образования наста, а затем его разрушения и обычного превращения в щетину более или менее острых ледяных шипов. С течением времени начинает преобладать действие теплого воздуха, особенно ветра, превращающего снежный покров в кашеобразную смесь остатков снежинок и воды.

Из особых явлений при таянии снежного покрова упомянем о «снежницах», как называют большие массы снега, несомые в весенних водных потоках.

В течение первой половины весеннего таяния снега «снизу по высоте располагаются ледяные корки незначительной толщины, далее идет сильно уплотненная и сыроватая масса снега, которая в верхних слоях своего покрова переходит в рыхлую и достаточно пористую снежную массу».

Во второй половине периода весеннего таяния снега над таким слоем начинают течь потоки талой воды, которые при наличии препятствия, например от «снежных заломов», представляющих собой обвалившиеся части талого слоя, достигают заметной высоты, образуя большой подпор. При достаточно большой мощности этих потоков они приподнимают снежный покров, отламывают от него большие куски — «снежницы», а иногда прорывают снежные заломы, препятствующие их движению, и несут части этих заломов и снежницы дальше, пока не упрутся снова в какое-нибудь препятствие, и снова не образуют местного наводнения.

Снежники

В случаях, когда создаются условия сохранения снежного покрова в течение теплого времени года, формируются особые криогенные системы — снежники. Снежниками называют неподвижные скопления снега, фирна и

льда, сохраняющиеся в течение теплого времени года или части его после схода сезонного снежного покрова.

Основными факторами образования снежников служат метелевый перенос снега, способствующий его концентрации в понижениях и затененных, защищенных от ветра местах склона, а также лавины. Формирование снежников связано с условиями рельефа, направлением снеговетровых потоков воздуха, с наличием лотков, по которым сходят лавины. Снежники в горах делят на летние и перелетки; те и другие разделяют по генезису на навейные и лавинные. Иногда встречаются погребенные снежники, прикрытые чехлом склоновых отложений. Толщина сезонных снежников составляет 2-5м (до 7м), перелетков 5-10м (до 20м); они состоят большей частью из фирнизированного снега, мелко- и среднезернистого в первую половину лета, средне- и крупнозернистого во вторую; плотность снега составляет 400-700 кг/м³.

Снежники можно встретить почти повсюду, где формируется устойчивый снежный покров. На равнине они приурочены к оврагам, балкам, береговым уступам, у подножий гряд и холмов, в горных районах к днищам долин, каров, цирков, трогов, на уступах и у подножий склонов. Снежники, в отличие от снежного покрова, более устойчивые криогенные системы, они постоянно возобновляются на одних и тех же местах и способствуют формированию специфических «нивальных» форм рельефа.

Типизация снежников базируется прежде всего на длительности существования в теплый период времени года. Выделяются следующие типы снежников (Гляциологический словарь, 1984):

1. Весенний;

1а-ранневесенний(первая половина весны);

1б-поздневесенний(вторая половина весны).

2. Летний;

2а-раннелетний (первая половина лета);

2б-позднелетний (вторая половина лета).

3. Снежник-перелеток;

3а-перелетовывающий (не менее одного теплого сезона);

3б-многолетний (неопределенно долгое время).

В классификации отражены не только временные аспекты существования снежника, но и его структурно-текстурные особенности, потому что время пребывания в области высоких соответствует наибольшим изменениям в строении такой криогенной системы.

Ледники

Из накапливающегося снега образуются ледники (рис. 24) – массы льда, способного перемещаться также, как река. Перекристаллизация снежинок, давление и их оттаивание с повторным замерзанием постепенно превращают снег в лед – для такого превращения нужны считанные месяцы.

Ледники оставили свои следы на большей части поверхности суши, и покрывали в недавнем прошлом Северную Америку и Евразию. Причины, по которым возникали огромные по размерам оледенения континентов, до сих пор не вполне ясны.

В ледниках сосредоточены 98% пресного льда, они покрывают около 11% поверхности суши. Объем льда всех ледников Земли достигает 26660 км³; если его распределить равномерно по суше, то она оказалась бы покрыта слоем в 182 м толщиной (Калесник, 1963).

Трудно переоценить роль этих криогенных систем в истории Земли. Например, сама история развития нашей планеты, особенно в четвертичный период, рассматривается с позиции пульсации ледниковых масс и разделяется на ледниковые и межледниковые эпохи. В прошлом ледники перепахали равнины на несколько метров в глубину, не останавливаясь даже перед гранитными массивами. Они образовали впадины и котловины, превратившиеся в озера и фьорды, и оставили после себя обширные моренные образования. Рассмотрим в общих чертах особенности формирования и строения ледников.



Рис. 24. Ледник на горе Реньер вблизи Сиэтла, США

1. Ледник образуется в результате аккумуляции и преобразования твердых атмосферных осадков при их положительном многолетнем балансе. В его строении принимают участие гидрогенные льды, но их роль невелика, и они не определяют закономерности развития данных природных образований.
2. Ледник—это континентальное образование, в некоторых случаях ледник распространяется в море, но зарождается всегда на суше.

3. Особенность ледника – его вязко-пластическое течение под действием силы тяжести. Ледники по сути представляют собой ледниковые потоки (рис. 25).

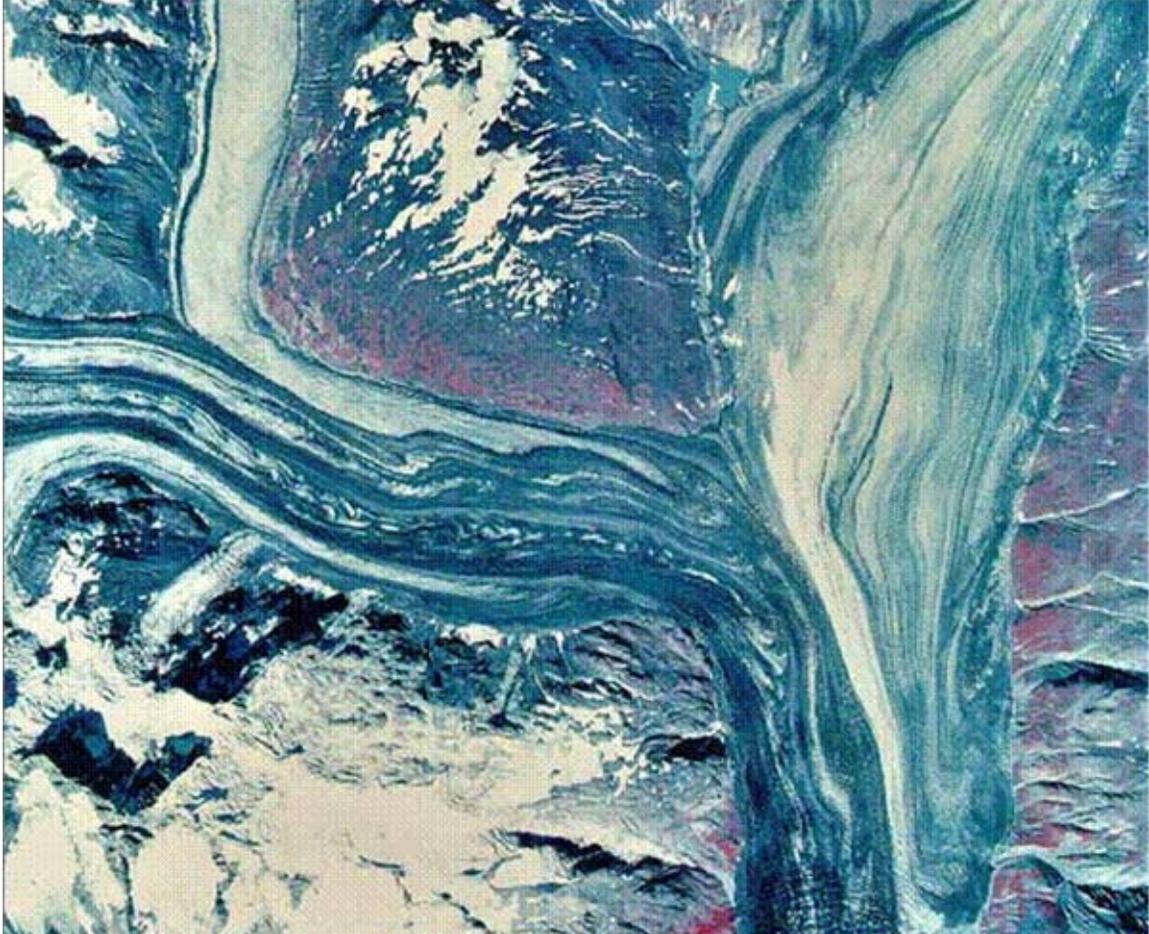


Рис. 25. Аэрофотосъемка ледников Маржори и Большого Тихоокеанского, Ледниковый залив; снимок Геологической службы США

4. На ледниках выделяется область питания (аккумуляции), где происходит увеличение массы, и расхода (абляции), где происходит уменьшение массы льда.

Ледник для роста должен получать достаточное количество холодного дождя и снега, имеющих своим происхождением океан. И так как над ледником всегда стоит антициклон, то влажный воздух, охлаждаясь, отдает свою влагу. Для Евразийского континента благоприятен для выпадения осадков западный край, откуда идут атлантические циклоны. Поэтому большие ледники прошлого здесь росли к западу, а их восточные края сокращались под действием испарения и солнечной радиации.

Рубежом между ледниками и неледниками является переход от неподвижности к движению. Пока скопление снега неподвижно - это снежник; когда оно приходит в движение, т. е. приобретает новое качество в своем развитии, - тогда перед нами ледник; когда ледник в результате деградации прекратит движение - это уже мертвый лед, т. е. бывший ледник (Калесник, 1963).

Размеры ледников колеблются в большом диапазоне: от мощной шапки льда площадью в миллионы квадратных километров, закрывающей собою целый материк или громадный остров (Антарктида, Гренландия), до мелких каровых ледников Приполярного Урала, имеющих в длину не более 100 - 200 м, площадью от десятых и менее частей квадратного километра. Время их существования колеблется от нескольких сотен лет (в случае, если выполнены вышеперечисленные условия) до сотен тысяч и миллионов лет.

Движение льда в ледниках осуществляется двумя основными способами: путем вязкопластического течения (1) и путем глыбового скольжения (2) по ложу и внутреледниковым разрывам и сколам. Скорость

движения льда в ледниках различных размеров и типов колеблется в очень широких пределах. Скорость движения в малых ледниках редко превышает несколько метров в год, в горно-долинных ледниках она колеблется от первых десятков до сотен метров в год. В выводных и шельфовых ледниках Антарктиды скорость движения льда достигает 300 – 1200 м в год, в концевых частях выводных ледников Гренландии она достигает 10 км в год. При подвижках пульсирующих ледников лед может двигаться со скоростью сотен метров в сутки, проходя за несколько месяцев 8 – 10 км (Долгушин, Осипова, 1989).

С точки зрения общеклиматической, для возникновения ледников нужны твердые осадки в течение зимы или круглого года и низкие температуры, особенно летом, чтобы ежегодно мог оставаться слой нарастающего снега.

Ледники зарождаются, достигают своего наибольшего развития, а затем, когда обстановка изменяется, умирают. Американский гляциолог В. Г. Хоббс (Hobbs, 1910) выдвинул идею эволюции ледников и ввел понятие цикла оледенения (cycle of glaciation), подразумевая под этим известную последовательность климатических изменений; цикл оледенения подразделяет на две фазы: прогрессивную (advancing hemicycle) и регрессивную (receding hemicycle).

Прогрессивная фаза оледенения характеризуется тем, что на определенной территории все большая площадь последовательно захватывается ледниками. Если местность представляет собой плато, на ней

начинается образование ледникового щита, и его развитие сводится к увеличению размеров. Если же местность горная, то зародышевые ледники, возникшие на самых высоких уровнях рельефа, неуклонно превращаются в более крупные и более сложные ледниковые тела. Ледники вершин и склонов переливаются в долины, образуя долинные ледники; последние, увеличиваясь в размерах, объединяются в верховьях. Концы их, выползая из гор на предгорную равнину, тоже сливаются в огромные ледники горных подножий. В дальнейшем массы льда покрывают горную страну все больше: погребаются подо льдом не только долины и перевалы между ними, но и вершины. Только самые высокие из них торчат в одиночку или группами над огромным снежным полем, поверхность которого в сглаженной форме отражает неровности закрытого льдом рельефа. Затем снег хоронит и эти вершины; мощность льда становится больше, чем неровности рельефа, и возникает ледниковый щит с характерной для него равновесной плоско-выпуклой поверхностью (Калесник, 1963).

Совокупность ледников, объединенных территорией, сходными особенностями взаимодействия с окружающей средой, внутренними взаимосвязями и общими пространственными законами их изменения, образует иерархически организованные ледниковые системы.

Все ледники делятся на покровные, горно - покровные и горные. Каждая из этих основных групп в свою очередь подразделяется на группы второго и третьего порядков. Среди ледниковых покровов различают ледниковые щиты, ледниковые купола, шельфовые ледники, ледяные потоки,

выводные ледники. К горно-покровным ледникам относится сетчатое оледенение, где присутствуют в различных комбинациях формы оледенения покровного и горного типов, ледники плато, котловинные ледники и предгорные ледники. Горные ледники делятся на три основные группы: ледники долин, ледники склонов, ледники вершин. Ледники долин подразделяются на простые долинные, сложные долинные и дендритовые ледники. К ледникам склонов относят присклоновые, склоновые, висячие и каровые ледники. Промежуточное положение между каровыми и долинными ледниками занимают карово - долинные ледники. Среди ледников вершин выделяют ледники конических вершин и ледники плоских вершин. К ледникам вершин относят также ледники вулканических конусов, кратерные и кальдерные ледники, ледники барранкосов (Гляциологический словарь, 1984).

В развитии ледниковых систем можно выделить несколько стадий: 1) развиваются отдельные ледниковые тела, усложняется их строение, при этом сохраняется их индивидуальность; 2) ледники сливаются в системы, при этом стираются индивидуальные черты, и жизнь отдельных компонентов существенно зависит от жизни остальных; 3) при слиянии таких систем образуются ледниковые щиты. Развитие ледниковых систем, в зависимости от климатических условий, может остановиться на любой стадии.

Регрессивная фаза оледенения характеризуется отмиранием ледниковых покровов. В зависимости от конкретной географической обстановки это происходит по-разному. В одних случаях ледниковый щит,

сохраняя долгое время способность к движению, просто сокращается в размерах по направлению от краев к центру в силу того, что абляция на краях оказывается сильнее, чем приток льда из области питания. В других случаях ледниковые покровы умирают, становясь тоньше, одновременно и в центре, и по краям.

При отступании ледник до определенного времени сохраняет свой тип, пока не подойдет к стадии распада. Тогда, став неустойчивым, он быстро расчленяется на несколько ледников, каждый из которых отступает на горный склон, приобретая вновь состояние устойчивости. Когда оно сменяется новым состоянием неустойчивости, это приводит к полному уничтожению образовавшихся нескольких ледников. В эпоху сокращения оледенения состояния ледников меняются скачкообразно: от одной устойчивой формы они скачком переходят через промежуточную неустойчивую форму к низшей устойчивой форме. Этим и объясняется преобладание устойчивых форм и редкая встречаемость неустойчивых форм, потому что через последнюю ледники проходят очень быстро (Калесник, 1963).

В период деградации ледник вместе с климатом может испытывать обратимые колебания и в определенных пределах, увеличиваясь и уменьшаясь, существовать достаточно длительное время. Однако существует предел уменьшения размеров; по достижении критической величины ледник разрушается необратимо.

Закономерности развития ледниковых систем базируются на их структурных изменениях. Движение в леднике происходит под действием силы тяжести от мест с большим давлением в места с меньшим; это перераспределение в свою очередь обусловлено неравномерным накоплением снега. Внутренние силы, препятствующие смещению, слагаются из сил сцепления и трения внутри кристаллической решетки ледяных кристаллов, межкристаллических связей и связей с жидкими прослойками и включениями. Они зависят от изменения температуры, фазового состава, пористости миграции вещества и внутренних источников выделения или поглощения энергии. В зависимости от термодинамических условий, и в первую очередь от напряжений и температуры, в теле ледника происходят деформации.

Деформации начинаются при весьма малых напряжениях сдвига (предел такого напряжения до сих пор точно не установлен) и проявляются в вязких смещениях по базисным плоскостям в решетке кристалла без нарушения его ориентировки. Дальнейшее повышение напряжения сдвига приводит к медленному течению поликристаллического льда и сопровождается упорядоченностью ориентировки главных кристаллографических осей, ростом кристаллических зерен и миграционной рекристаллизацией (Шумский, 1961). Следующий этап увеличения напряжений сопровождается ростом поверхности раздела, вызванным распадом наиболее напряженных зерен, первичной рекристаллизацией и ускорением течения.

Возрастание напряжений проходит поэтапно; наступают следующие стадии деформации, разрушения и превращений с нарастанием скорости движения: скручивание кристаллов и кристаллических зерен, уменьшение размеров кристаллов, распад и дезориентация их, образование разрывов и сколов, смещение кристаллов относительно друг друга и, наконец, при достаточно большой нормальной нагрузке и относительно высокой температуре происходит частичное таяние. Увеличение напряжений и продолжительность их действия сопровождаются различными деформациями льда - от вязкого течения до хрупкого разрушения (Савельев, 1971). Таким образом, можно засвидетельствовать, что развитие гигантских криогенных систем, включая материковое оледенение Антарктиды, определяется, по существу, поведением кристалла льда. На примере возникновения, развития и разрушения ледников очевидно проявляется внутреннее единство организации криогенных систем.

3.2. Гидросфера-атмосфера.

В первой главе были рассмотрено формирование кристаллов льда в воде; они, однако, не могут существовать длительное время в толще воды и всплывают на поверхность. Присутствие отдельных кристаллов в воде не играет заметной роли в природных процессах; положение, однако, меняется, когда на границе гидросферы и атмосферы формируется сплошной ледяной покров. В этом случае резко меняется теплообмен между двумя геосферами

на больших территориях, что оказывает значительное влияние на природу Земли. Ледяные покровы являются сезонными криогенными системами, имеющими сложное строение и претерпевающими несколько закономерно сменяющихся этапов развития; они не сводятся к соединению отдельных составляющих (кристаллов льда).

В среднем около 0.003% ($4 \cdot 10^{13}$ т) воды Мирового океана и поверхностных водоемов находится в твердом состоянии. Основной составляющей льдов гидросферы является морской ледяной покров, площадь которого в течение года изменяется от $28 \cdot 10^6$ км² в сентябре-октябре до $18 \cdot 10^6$ км² в марте, причем если в северном полушарии площадь ледяного покрова в этом интервале времени возрастает от $9 \cdot 10^6$ км² до $16.5 \cdot 10^6$ км², то в южном полушарии она уменьшается от $18 \cdot 10^6$ км² до $2.5 \cdot 10^6$ км². На южных окраинах арктических морей ежегодно может нарастать и таять до 2 м льда, тогда как в центральной части Северного Ледовитого Океана за лето оттаивает в среднем лишь около 0.5 м. В прибрежной зоне Антарктиды формирование ледяного покрова начинается в марте и продвигается на север со скоростью около 4.2 км/сутки. В период максимума распространения, в сентябре-октябре, средняя толщина покрова составляет 1.5 м, а суммарный объем антарктических морских льдов достигает $3 \cdot 10^4$ км³.

Охлаждение поверхностного слоя воды до точки фазового перехода, переохлаждение его и зарождение льда может происходить при адвекции холодных воздушных масс, а также в результате интенсивного испарения и

радиационного охлаждения спокойной поверхности воды во время ночного понижения температуры.

Н.Н.Зубовым (1938) дано детальное описание формирования первичного слоя льда на поверхности моря, которым мы воспользуемся .

Образование льда начинается после того, как поверхностный слой воды охладится до температуры замерзания, и весьма ускоряется, если при этом выпадает хотя бы небольшой снег. Отсутствие волнения также ускоряет льдообразование.

При спокойном состоянии моря и отсутствии ветра на поверхности моря образуются мелкие кристаллы в виде ледяных игл, распространяющихся во все стороны и переплетающихся друг с другом. Эти первичные образования постепенно разрастаются и срастаются и образуют на поверхности моря пятна налета, по виду напоминающего застывающее сало (рис. 26), а потому и называемого ледяным салом ("grease").



Рис. 26. Ледяное сало

Сало, обычно темносвинцового цвета, мало отличающегося от цвета воды в облачную погоду, по своему внешнему виду напоминает мелко истертый лед, смешанный со снегом. Всего нескольких часов при нескольких градусах мороза достаточно, чтобы ледяное сало распространилось на всю охватываемую глазом площадь. Еще через несколько часов поверхность моря покрывается молодым льдом.



Рис. 27. Молодой тонкий лед – нилас толщиной до 10 см

Следствием образования сала является уничтожение на поверхности спокойного или взволнованного моря ветровой ряби. При ветре и сильном волнении сало сбивается в куски белесоватого цвета, называемые шугой.

Шуга - скопления рыхлого губчатого льда в водной толще или на поверхности водоема, которые образуются главным образом из кристалликов глубинного (внутриводного и донного) льда.

При дальнейшем охлаждении и совершенно спокойном состоянии моря вся его поверхность покрывается тонкой блестящей коркой, иногда называемой склянкой или ледяной коркой. Склянка характерна для хорошо закрытых бухт и небольших пространств чистой воды между отдельными

льдами, особенно при условии, что тонкий поверхностный слой сильно распреснен.

Типичный вид молодого льда – нилас (рис. 27), или тонкий эластичный лед толщиной до 10 см, легко прогибающийся на волне и зыби, который разделяют на темный нилас толщиной до 5 см и светлый нилас (рис.) толщиной от 5 до 10 см. Словарь Даля образно определяет нилас как тонкий осенний лед, который носит и крошит по зимью в море и в устьях рек.

При легком волнении льдообразование исходит иногда как бы из многих центров и тогда образуются диски диаметром от 30- 50 см до 3 м, толщиной до 10-15 см, с приподнятыми краями вследствие удара льдин одна о другую. Это так называемый блинчатый лед, являющийся наиболее распространенной начальной формой льда в море. Характерным для блинчатого льда является то, что его диски имеют по краю небольшой валик, как следствие трения одного диска о другой, что придает последним вид плоских сковородок. Крупные диски представляют собой спаянность более мелких начальных дисков. Таким образом, путем спаивания диски блинчатого льда могут достигать диаметра до 2 м. Дальнейшее охлаждение влечет за собой утолщение и смерзание друг с другом, диски блинчатого льда образуют в конце концов более или менее, обширные поля сплошного молодого льда, причем валики на их краях, высотой 1 – 2 см, которые выглядят еще белее, чем сами диски, придают поверхности замерзающего моря вид, как будто бы оно покрыто белой сеткой.

Различают также серый лед - молодой лед толщиной 10-15 см; обычно при сжатиях серый лед наслаивается. Серо-белый лед - молодой лед толщиной 15-30 см; в отличие от серого льда при сжатиях серо-белый лед обычно торосится. Торосом (ice hummock) называют форму ледового рельефа, или нагромождение льдин, образующееся в результате сжатия ледяных полей, а также их давления на берега и на мелководные участки дна (рис. 28). Высота тороса достигает 10-20 м.



Рис. 28. Торосы в Арктике

Выпадение снега на поверхность моря всегда ускоряет льдообразование. Поверхностный слой при этом опресняется, охлаждается и, кроме того, в воду добавляются ядра кристаллизации. При выпадении снега на поверхность моря, температура которой ниже нуля, снег не тает, а

образует мягкую тестообразную массу, называемую снежура. Снежура даже при высоких температурах воздуха вызывает в ближайших охлажденных слоях воды образование ледяных игл. При волнении и ветре снежура, подобно шуге, сбивается в полосы, состоящие из снежных комков, пропитанных морской водой. При дальнейшем замерзании моря полосы снежуры резко отличаются по своему виду и белому цвету от расположенного вокруг них льда, образовавшегося из морской воды.

В отдельных случаях льдообразование начинается не на поверхности моря, а на глубине – возникает глубинный лед, а иногда, в мелководных районах, и даже на дне моря – донный лед. Когда лед, образовавшийся на глубине, достигает определенных размеров, он всплывает на поверхность моря в виде шуги и включается в молодой лед.

Льдообразование в большинстве случаев начинается от берега и от отдельных льдин и кромки и постепенно распространяется в море. Поэтому обычно можно проследить все стадии образования льда одновременно.

Верхняя поверхность молодого льда в большинстве случаев гладкая или слегка волнистая. Нижняя в период льдообразования, наоборот, очень неровна и в некоторых случаях похожа на щетку из ледяных кристаллов. Непосредственно под нижней поверхностью молодого льда при его толщине 2 - 3 см располагается слой морской воды толщиной 10 см и более, насыщенный ледяными кристаллами, которые постепенно прирастают ко льду снизу и таким образом увеличивают его толщину.

На разных этапах формирования лед по разному взаимодействует с водной поверхностью. Сало совершенно уничтожает ветровую рябь на поверхности моря. Шуга, снежура и блинчатый лед уничтожают второстепенные ветровые волны, а очень крупные волны при распространении вглубь таких льдов постепенно приобретают вид мертвой зыби. Замечательно, что эластичность и пластичность молодого морского льда (ниласа) настолько велики, что при толщине до 10 см он изгибается по форме зыби, но не трескается.

Морской лед, развивающийся из молодого льда и просуществовавший не более одной зимы, называется однолетним. Толщина его от 30 см до 2 м и более. Может быть подразделен на тонкий однолетний лед (30-70 см), однолетний лед средней толщины (70-120 см) и толстый однолетний лед (>120 см).

После того как поверхность моря покроеся сплошным ледяным покровом, дальнейшее нарастание льда снизу идет уже исключительно за счет теплопроводности через лед и покрывающий его снежный покров и лучше поддается расчету. Этот слой льда является своего рода переходным слоем. Он сам развивается благодаря взаимодействию многих поверхностных факторов - температуры, ветрового перемешивания, волнения. Влияние переходного слоя на нижние горизонты льда сказывается в виде развития зоны льда геометрического отбора, описанной Шумским (1955). Продолжающееся нарастание снизу приводит к образованию ледяного покрова, достигающего в полярных районах толщины 2 – 3 м.

Ледяные образования, в которые имеют в поперечнике не менее 2 км называются ледяными полями. Под действием ветра, течений и термического расширения льда образуются полосы сжатия и нагромождения ледяных обломков – торосы (рис.). При сжатии и торошении могут возникать многослойные льды мощностью до 10 м. Последней, завершающей формой ледяных покровов являются многолетние паковые (“pack” - множество, масса) льды. Их формирование обусловлено рядом процессов, таких как естественное намерзание снизу, увеличение толщины льда благодаря торошению, смерзание отдельных льдин и полей, таяние снизу и сверху в летний период. Толщина паковых льдов колеблется в пределах 3 – 20 м (Савельев, 1963).

На мелководье возникают стамухи - торосистые образования, сидящие на грунте или на мели и образующиеся из остатков торосистого берегового припая, из несяков и торосистых льдин, севших на грунт. У берегов образуется припай - неподвижный лед, скрепленный с берегом ледяной стеной или ледяным барьером, испытывающий небольшие вертикальные колебания и горизонтальные смещения. Он образуется путем естественного примерзания к берегу формирующегося ледяного покрова в прибрежной зоне или путем примерзания части дрейфующего льда к берегу.

Рассмотренные материалы показывают разнообразие процессов, развивающихся на границе гидросферы и криосферы. Нужно отметить, что важным и определяющим саму возможность развития ледового покрова является теплообмен между водой и воздухом. Именно благодаря ему

создается переохлаждение, необходимое для начала льдообразования, а также условия для дальнейшего развития толщи льда. В общем виде развитие сезонного слоя льда от возникновения до разрушения можно представить в виде закономерно сменяющих друг друга пяти стадий (Савельев, 1963).

Первая стадия (объемного роста) относится к периоду образования первичного слоя льда. На первом этапе льдообразования, при малой толщине ледяного покрова градиенты температуры могут достигать 10 град/см. Переохлаждение воды (ΔT) у фронта кристаллизации оказывается заметным ($\Delta T > 0.1^\circ\text{C}$) и охватывает слой воды толщиной до 5 мм. При таких условиях от поверхностных кристаллов в слой переохлажденной воды разрастаются дендритные выросты в направлениях, параллельных базисным плоскостям. Характерной особенностью строения поверхностных слоев является быстрое изменение размеров кристаллов по толщине ледяного покрова. Разрастание одних и выклинивание других первичных кристаллов, возникновение новых кристаллов вследствие критического рассогласования кластеров, встраивающихся в дендриты, взаимопроникновение и деформация дендритов ведут, с одной стороны, к усложнению формы кристаллов, и вместе с тем к проявлению в структуре льда столбчатости, удлиненности кристаллов в направлении роста. Этот поверхностный, 1 – 2 - сантиметровый слой ледяного покрова можно охарактеризовать как горизонт «объемной» кристаллизации, или горизонт дендритного роста. Разрастание лучей-дендритов в пределах слоя происходит со скоростью до 10^{-2} см/с при средней скорости роста кристаллов $10^{-4} - 10^{-3}$ см/с. Разрастание и

взаимопроникновение лучевых отростков ведет к формированию ажурной ледяной решетки, которая после замерзания межскелетной воды превращается в ледяную корку, сложенную хаотично ориентированными удлиненными кристаллами, аллотриоморфными и гипидиоморфными. Обычно формирование этого горизонта завершается через несколько часов после возникновения поверхностного слоя льда.

Во второй период происходит замедление роста ледяного покрова, наступает вторая стадия развития ледового покрова (ортотропного роста) (Шумский,1955). При толщине ледяного покрова 3 - 10 см и термических условиях, характерных для начала зимнего периода ($-5^{\circ}\dots-15^{\circ}\text{C}$), градиент температуры во льду снижается до 1 - 5 град/см, переохлаждение воды перед фронтом кристаллизации до $0.02 - 0.05^{\circ}\text{C}$, а дендритный механизм роста кристаллов сменяется на сплошной. Быстрый рост кристаллов, ориентированных базисными плоскостями субвертикально к поверхности льда (параллельно теплотокну), при таком переохлаждении ведет к выдвиганию их вперед и боковому разрастанию выдвинувшейся части. Эта часть ледяного покрова сложена обычно длиннопризматическими кристаллами более или менее идиоморфных очертаний. Кристаллы, ориентированные базисными плоскостями параллельно поверхности льда выклиниваются. Средняя скорость роста кристаллов в этой части ледяного покрова составляет около 10^{-4} см/с, толщина горизонта может достигать 10 - 15 см, а время его формирования занимает около суток.

При дальнейшем увеличении толщины льда и отложении снежного покрова градиент температуры снижается до 0.1 - 0.5 град/см. переохлаждение воды у фронта кристаллизации - до 0.001 – 0.01°C, а скорость роста - до 10^{-5} см/с. На этом этапе развития ведущим фактором формирования структуры ледяного покрова становится анизотропия теплопроводности льда. Лучший отвод тепла от поверхности роста происходит через кристаллы, ориентированные базисными плоскостями перпендикулярно теплотокую (параллельно поверхности льда). Это дает им преимущество в росте, и они выдвигаются вперед, вытесняя кристаллы с другой ориентировкой. Эта часть ледяного покрова формируется льдом, сложенным длиннопризматическими кристаллами, одни из которых постепенно разрастаются, а другие выклиниваются. Характерными особенностями этого горизонта ледяного покрова являются низкое содержание примесей, прозрачность, идиоморфные очертания кристаллов и преобладание кристаллов с вертикальной ориентацией главных оптических осей. Формирование горизонта продолжается до тех пор, пока градиент температуры в ледяном покрове остается менее 0.5 град/см, а на внешней поверхности ледяного покрова существуют условия, обеспечивающие отвод тепла кристаллизации.

Свежеобразовавшийся лед первое время испытывает непрерывные структурные изменения (первичный диагенез). Они обусловлены релаксацией структурного несовершенства зерен, неравновесных по концентрации дефектов различных типов к новому термодинамическому

состоянию. Процесс рекристаллизации идет в широком диапазоне температуры, однако с наибольшей интенсивностью «первичный диагенез» льда развивается в зоне, прилегающей к границе раздела фаз при температуре, близкой к точке фазового перехода. Выделение энергии «первичного диагенеза», которая по сути является составной частью общей энергии фазового перехода и может достигать 40 Дж/м^3 , ведет к изменению профиля температуры в пределах этой узкой зоны ледяного покрова, и к уменьшению переохлаждения воды на фронте кристаллизации. В зависимости от температуры и давления процесс релаксации может длиться часы, дни, месяцы. В течение этого времени изменяются механические, электрические, химические и другие свойства льда (Шавлов, 1996).

Третий период - самый короткий в истории развития ледовой толщ. Он характеризует отсутствие прироста льда и соответствует установлению теплового баланса.

На четвертой стадии начинается таяние сверху, а в морском льду в это время происходит нарастание льда снизу, за счет намерзания стекающий вниз талой более пресной воды.

На пятой стадии происходит полное разрушение льда, т.е. таяние сверху и снизу и нарушение межкристаллических связей внутри ледяного массива. Кроме того, в результате поглощения лучистой энергии льдом и действия тепловых потоков в ледяном покрове начинаются процессы объемного таяния.

Термическое разрушение льда так же как и его формирование является многоступенчатым процессом. По данным Н.Н.Зубова (1938) таяние морского льда в Арктике делится на несколько стадий.

1. Первой стадией считается возникновение внутренних деформаций, после того, как температуры, достигнув своего минимума при формировании льда, начинают повышаться. Эти внутренние деформации сопровождаются нисходящим движением рассола и увеличением пористости льда.

2. С появлением солнца над горизонтом на поверхности снега развивается ледяная корка, под которой начинается накопление солнечной радиации.

3. При дальнейшем увеличении высоты солнца над горизонтом и создании суточного хода температуры воздуха начинается уплотнение снежного покрова, оплавление резких выступающих частей льдин и развитие термических трещин.

4. Весной с усилением инсоляции и с выпадением дождей прежде всего начинает таять снег на льду, и ледяной покров покрывается иногда слоем воды - снежицы. Одновременно идет опреснение льда за счет вымывания рассола.

5. После развития проталин, трещин и пор начинается уход снежной воды под лед с образованием подледного льда. Ледяной покров всплывает и осушается. Причем он становится пористым и сильно ослабевает,

6. Начинается разлом льда протаявших полей льда на более мелкие части, идет увеличение трещин, под действием течения, волнения или ветра

превращается из сплошного в крупно- и мелкобитый плавучий лед. Происходит округление и измельчение образовавшихся обломков льда.

Процесс от появления снежицы до вскрытия продолжается от нескольких суток до месяца и более - в зависимости от климатических условий места и от погоды.

7. Последней стадией разрушения является распадение льдов на отдельности(ледяные иглы, и округлые льдышки).

Следует отметить, что разрушение льда, достигшего температуры таяния начинается во всей его толще (Вейнберг, 1940). Поскольку в ледяном покрове всякого водоема, даже с весьма мало минерализованной водой, кристаллы отделены друг от друга тончайшими прослойками растворов солей, выделившимися при замерзании, благодаря более низкой температуре плавления этих прослоек таяние начинается именно с них. При этом около прослоек образуются полости с пониженным давлением (вследствие разности объемов льда и талой воды). Вакуум полостей очень невелик, однако, он все же достаточен для того, чтобы способствовать проникновению в толщу льда воздуха, постепенно втягиваемого из атмосферы, что значительно увеличивает общее содержание полостей во льде. Лед мутнеет и становится рыхлым. Такие полости таяния - прожилки - нередко соединяются между собой тонкими полостями и образуют цепочки. Диаметр их обычно колеблется от 0.1 мм или менее - до примерно 1 мм. Увеличиваясь, они переходят в каналы диаметром от 1 до 5 мм и более, а при дальнейшем их увеличении кристаллы льда теряют связь и распадаются.

Чем спокойнее и правильнее происходит процесс кристаллизации при образовании ледяного покрова, тем отчетливее его разрушение – распадание на иглы (отдельные кристаллы), которые затем тают каждая сама по себе. Такое распадание наблюдается в реках и пресных озерах повсеместно, а иногда сопровождается характерным шелестящим звуком – льды как будто тихонько поют.

3.3. Литосфера-гидросфера

Граница литосферы и гидросферы скрыта от взгляда исследователя; кроме того, это весьма динамичная область. Поэтому криогенные системы, приуроченные к границе суши и водоемов, наименее исследованы. Важна прежде область границы водоемов, где вода находится в жидком состоянии, и горных пород, находящихся хотя бы непродолжительное время при отрицательной температуре. Здесь теплообмен между гидросферой и литосферой протекает на фоне развития геологических процессов. Рассматриваемая зона состоит из двух подзон: первая приурочена непосредственно к границе раздела воды и горных пород; вторую составляет часть литосферы, примыкающая к водоему.

Криогенные системы на границе гидросферы и литосферы

Донные льды

Прежде всего рассмотрим так называемые донные льды, которые представляют собой ледяные образования, формирующиеся на поверхности морского дна и проникающие в верхнюю часть осадков. Подводные съемки показывают, что кристаллы льда, вырастающие в водонасыщенные осадки, занимают огромные участки дна. Иногда донные льды образуют массивные ледяные скопления, сmerzшиеся с дном; при всплытии они могут поднимать на поверхность камни больших размеров. Ледяные пластинчатые кристаллы образующиеся на морском дне, формируют живописные образования похожие на растительный покров. Ледяные пластины прорастают в глубь увлажненных осадков, что позволяет им надежно скрепляться с грунтом.

Кристаллы донного льда в большинстве скелетные по типу роста и пластинчатые по форме. Пластинки располагаются под различными углами и образуют сростки разнообразной формы и размеров. Как правило, величина пластинок не превышает 4 - 5 см, а сростков 20 - 30 см. Иногда донный лед нарастает на дне сплошным покровом толщиной до 1.5 м.

Н. Н. Зубов (1938) приводит многочисленные данные формирования донных льдов даже в южных морях. Образование и всплытие донного льда наблюдается, например, в Азовском море и Днепро-Бугском лимане, при этом необязательно формирование поверхностных льдов. Известны случаи, когда в начале зимы в Балтийском море корабли оказывалось окруженными льдом, внезапно поднявшимся со дна моря, что доказывалось песком и придонными предметами, всплывавшими вместе со льдом. Донный лед у скалистых берегов Гренландии, Шпицбергена, Лабрадора часто поднимает с собой на поверхность моря обломки камней и грунта. У берегов Ньюфаунленда донный лед встречается на глубинах 20-30 м. В Гудзоновом

заливе отмечен вынос на поверхность моря донным льдом ящика с инструментами, принадлежащего судну, погибшему много лет назад в нескольких сотнях миль к северу от места находки. Внезапное появление больших масс глубинного льда отмечалось и в центральной части Северного Ледовитого океана. Так, во время экспедиции на «Фраме» Нансен наблюдал это явление к северу от Ново-Сибирских островов. Всплывая, глыбы многолетнего донного льда могут поднимать на поверхность не только рыхлые донные отложения, но и морские организмы, развившиеся на нем за время его подводного существования. Донные льды формируются не только в полярных морях но и в пресноводных водоемах. Их существование непродолжительно, потому что донные льды легко разрушаются по действием движения воды или вытаскивают. В полярных морских бассейнах, где температура воды имеет отрицательные значения, создаются условия сохранения донных льдов при погребении их осадками.

Консервация поверхностных льдов в субаквальных осадках

Отрицательные температуры в арктических морских бассейнах создают возможность сохранения ледяных тел, сформировавшихся в субаэральных условиях и погребенных в морские осадки. Для современных условий этот процесс можно показать на примере образования стамух. Стамухи представляют собой торосистые образования динамического происхождения, формирующиеся в результате ветрового воздействия и развития сил сжатия

морского льда на отмелях, банках и рифах при глубинах моря, не превышающих обычно 20 м. Плавающий торосистый лед, попадая на мелководные участки моря, смерзается с донными осадками, становится неподвижным и превращается в стамухи. Длина стамух изменяется от 50 до 4750 м, ширина - от 20 до 3500 м и высота – от 3 до 20 м. Большинство стамух в течение летнего сезона разрушаются, но среди них встречаются и многолетние. Данных по температурному режиму под стамухами нет, но если судить по температурам на границе многолетних льдов (при их толщине 8 м), которая в течение года изменялась от -2.4°C (июнь 1957г.) до -3.8°C (апрель 1958 г.) (Жигарев, 1997), донные осадки могут промерзнуть и сохранять часть ледяного массива, погруженного в грунт. При образовании стамух плавающие льды выплывают морское дно на глубинах в десятки метров и могут частично погребаться. Аналогичные процессы могут приводить к захоронению плавающих айсбергов и формированию крупных массивов льда в морских осадках.

Таким образом, для объяснения многочисленных находок пластовых льдов нет никакой необходимости разрабатывать модели грандиозных покровных оледенений. Нужны лишь естественные «ловушки», где бы айсберги могли осесть на дно. Следовательно, существование льда как осадочной горной породы не только не противоречит морскому арктическому криолитогенезу, а, напротив, вытекает из него.

Формирование субаквальных криогенных систем

Пресноводные водоемы имеют положительную температуру, поэтому на границе пресноводных водоемов и литосферы формирование устойчивых криогенных систем затруднено или невозможно. В то же время воды полярных морских бассейнов имеют отрицательную температуру; здесь на границе литосферы и гидросферы криогенные системы развиты более широко.

У берегов арктических морей, в зимний период на мелководье, в зоне смерзания припайного льда с грунтом в зависимости от глубины формируются сезонномерзлые и многолетнемерзлые породы, которые в виде «козырька» выступают в море на сотни метров. Для района побережья моря Лаптевых при мощности припайного льда 0.4 – 0.6 м мощность СМС составляла 1.8 – 2.0 м, при толщине льда 1.8 м уменьшалась до 0.50, а при большей толщине СМС не формировался. Для Баренцева моря границей формирования СМС является изобата 1 м (Жигарев, 1997).

В зависимости от среднегодовых температур воздуха глубина моря, с которой начинают формироваться многолетнемерзлые породы будет меняться. При температурах -10°C и ниже мерзлые породы начинают формироваться, начиная с глубины около 1.5 м. При повышении среднегодовых температур необходимая глубина моря уменьшается, а начиная со среднегодовых температур воздуха -5° – -6°C мерзлые отложения в субаквальных условиях не развиваются.

На участках образования припайных льдов, а также при глубинах моря, ненамного превышающих их мощность наблюдаются криогенные процессы, связанные с концентрацией солей в толще осадков и придонных слоях воды. Эти процессы связаны с отжатию солей при формировании ледяного покрова. В целом по мере уменьшения слоя воды между припайным льдом и дном засоленность верхнего слоя донных осадков увеличивается (табл. 7)

Таблица 7. Засоленность верхнего слоя осадков (Z) зависимости от толщины слоя воды между припайным льдом и морским дном (H). (Григорьев, 1987)

H (м)	1.19	1.0	0.6	0
Z (%)	0.6	0.8	1.1	1.3

Важно отметить, что промерзание подводных отложений сопровождается не только криогенным изменением минерализации в морской воде и грунтовой толще, но и возникновением напора грунтовых вод в подстилающих осадках. Н.Ф.Григорьев (1966) отмечает, что при промерзании подводного бара при метровой мощности мерзлого слоя грунтовые воды уже имели напор.

В целом для мерзлых (то есть в какой-то мере сцементированных льдом) субаквальных морских осадков характерно следующее: преобладание в криогенном строении субвертикальных шпиров льда небольшой толщины (не более нескольких миллиметров), частая встречаемость изометричных

кристаллов льда; иногда кристаллы образуют цепочки, даже монолитные ледяные элементы легко делятся на агрегаты. Нередко встречаются горизонты изометрических ледяных образований с включениями грунта размером в десятки сантиметров общая льдистость при этом достигает 70%. Широко распространены косослоистые ветвящиеся ледяные шпирсы. Кристаллы льда иногда покрыты налетом соли. Совместно с мерзлыми участками, даже при низких отрицательных температурах, встречаются участки пластичных грунтов не содержащих льда. Большинство исследователей, занимавшихся полевыми исследованиями криогенного строения современных субаквальных отложений придерживаются мнения, что при формировании криотестур в данных условиях роль процессов миграции связанной воды незначительна, а роль процессов, связанных с перераспределением свободной воды, наоборот, велика.

Для мерзлых толщ морских осадков, промерзающих в субаквальном состоянии, характерно широкое распространение горизонтов высокоминерализованных вод с отрицательной температурой (криопэггов). Криопэги, как правило, не приурочены к какой либо глубине и минерализация в них колеблется в больших диапазонах, но в целом минерализация вод в криопэгах находится в диапазоне равновесных значений, соответствующих разбросу температур грунтов. При формировании мерзлоты в песчаных осадках перед фронтом промерзания формируется зона повышенной минерализации. Это связано с тем, что лед более пресный, чем исходный раствор. Когда минерализация грунтового

раствора достигнет равновесной для данной температуры (табл. 8), льдообразование прекращается и начинается ниже, там где возможно продолжение льдообразование. Таким образом, незамерзший водный горизонт оказывается «зажатым» между мерзлыми слоями. Понижение температуры приводит к продолжению промерзания водоносного горизонта и повышению его минерализации.

Таблица 8. Минерализация морской воды при различных температурах (Зубов,1938).

S г/л	-1	-2	-3	-4	-5	-6	-7	-8	-9	-10
T °C	19	37	54	69	82	95	108	120	132	154

Химический состав криопэггов в мерзлых грунтах морских террас, лайд, кос и пляжей, как правило, устойчивый хлоридно-натриевый. Увеличение их минерализации сопровождается концентрированием основных ионов - хлора, натрия и магния. По сравнению с морской водой в криопэгах наблюдается относительно высокое содержание ионов хлора и магния и низкое - ионов натрия.

Мелководную прибрежную зону мы выделяем ее в виде самостоятельной криогенной области - переходной зоны. Основанием для такого выделения является сочетание в переходной зоне двух типов криолитогенеза. Здесь, на мелководье арктических морей формируются мерзлые толщи совершенно

особенного вида. Особенностью их строения является значительная дифференциация в цементации льдом. Здесь соседствуют прочные мерзлые породы, полностью сцементированные льдом, с текучими осадками, где наблюдаются отдельные кристаллы льда или их нет вообще. Переслаиваются напорные водоносные горизонты с минерализованными водами и льдистые водонепроницаемые слои. При этом вся толща может иметь отрицательные температуры. Несомненно, это отражает динамику теплообмена между гидросферой и литосферой. При всей сложности строения переходная зона между ними является закономерно построенной природной системой. При переходе из одной области криолитогеоза в другую грунтовые массивы здесь претерпевают значительную трансформацию.

Следует отметить, что начав формироваться в субаквальных условиях они затем могут переходить в субэральные, но начальное строение закладывается непосредственно в зоне контакта гидросферы и литосферы. В субэральном положении рассмотренное строение данных криогенных систем полностью сохраняется. И сохраняться может как угодно долго. Одного температурного фактора, для того чтобы перевести всю толщу в сцементированное льдом состояние недостаточно. Теория перехода отрицательнотемпературных слоистых осадков в монолитные сцементированные льдом слоистые толщи в настоящее время еще не разработана. В то же время такие толщи широко распространены, например, на севере Западной Сибири.

Еще одной особенностью границы гидросферы и литосферы является то, что она не бывает ровной. Между этими геосферами существует определенная переходная область. Для морских побережий, например, этой переходной областью является зона подводных валов и ложбин, отделяющих глубоководные части акваторий от побережий. Здесь же развиваются различные аккумулятивные формы, бары, косы, лагуны и др. Эти образования определяют и развитие криогенных толщ. Таким образом, будет неправильным оценивать те или иные закономерности формирования криогенного строения морских отложений, основываясь лишь на факте перехода их из субаквального состояния в субаэральное. Особое значение приобретает вопрос условий такого перехода, пространственного распределения фаций, и, следовательно, мерзлотных условий; это определит облик мерзлых толщ.

3.4. Выводы

1. Криогенные системы, приуроченные к границам геосфер, отличаются значительной динамичностью и разнообразием строения.
2. Строение и морфология этих криогенных систем определяются условиями, существующими на границах геосфер.
3. Сформировавшиеся криогенные системы оказывают значительное влияние на теплообмен между геосферами.

4. Как образование, так и разрушение криогенных систем происходит неравномерно, проходя через промежуточные стадии.

ГЛАВА 4 КРИОГЕННЫЕ СИСТЕМЫ В БИОСФЕРЕ

4.1. Криобиология

Криобиология представляет собой раздел биологии, изучающий действие низких температур на живые системы. Среди задач криобиологии - выяснение причин устойчивости организмов к переохлаждению и замерзанию, исследование повреждающего действия отрицательных температур и способов защиты клеток и тканей при замораживании. Проблемы криобиологии имеют большое теоретическое и практическое значение, т. к. связаны с выяснением нижних температурных границ жизни, механизмов адаптации в естественных условиях к холоду

Научные основы криобиологии были заложены в конце 19 в. русским учёным П. И. Бахметьевым, изучавшим явление переохлаждения у насекомых и анабиоз у летучих мышей. Термин "анабиоз" был предложен в 1873 году немецким ученым Вильгельмом Прейером в его сводке по исследованию феномена временного прекращения жизнедеятельности. Последнее не обязательно наступает от холода, но холод среди важнейших причин. Считается, что анабиоз был открыт еще в начале 18 века Антони ван Левенгуком, который при исследовании проб песка, взятого из водосточного желоба, он обнаружил, что коловратки, будучи полностью высушенными и не подававшие никаких признаков жизни, при добавлении воды оживали.

Хотя Левенгук считал, что настоящей остановки жизни не происходит, на основании дальнейших опытов сложилось мнение, что она все-таки возможна. П. Беккерель (1904-36) и австрийский учёный Г. Рам (1919- 24) установили способность различных организмов (микроорганизмы, беспозвоночные — тихоходки, коловратки, нематоды), а также спор и семян переносить в высушенном состоянии глубокое охлаждение (до -269 и -271°C , т. е. до температур, близких к абсолютному нулю).

Микроорганизмы отличаются наибольшей устойчивостью; многие из них легко переносят замораживание. Семена растений также мало повреждаются. В дальнейшем было показано, что некоторые растения и животные выживают при замерзании содержащейся в них воды. Например, такие высокоорганизованные существа, как гусеницы некоторых бабочек, предварительно закалённые, т. е. адаптированные к холоду, «оживали» после длительного замораживания при -78 , -196 и даже -269°C , когда вода в их теле превращалась в кристаллический лёд. Яйца лягушки, замороженные при -8°C в течение двух дней, после оттаивания дали потомство. Часть куриных яиц переносит замораживание. Японцы Асахина и Аоки работали с личинками насекомого *Spidocampa flavescens*, которые были удалены из защитных коконов, охлаждены до -30°C на один день, а после этого помещены в жидкий кислород при -180°C ; после нагревания некоторые из них дожили до следующего этапа развития. Раствор этиленгликоля был использован Б. Дж. Люэтом и М. К. Хартрингом при заморозке уксусных угриц (*Anguillula aceti*), которые пережили погружение в жидкий воздух при температуре около -190

С°, при условии, что и охлаждение и нагревание были достаточно быстрыми. Остаются жизнеспособными при замораживании многие черви, например, нематоды и гельминты. Гусеницы *Pyrausta* замораживались до -21°C и становились хрупким, как стекло, однако после 8 дней в таком состоянии возвращались к жизни (Luyet и Gehenio, 1940). Моллюски на северных побережьях, подверженные мороза во время отлива, возможно, замерзают и оттаивают по два раза в день в течение недель, но выживают (Эттинджер, 1963). Известен своей способностью переносить замораживание моллюск *Helix pomatia*; сообщается о выживании некоторых мух (Luyet и Gehenio, 1940). Замороженное насекомое – маленький рачок *Chydorus sphericus* – найденный в мерзлоте, возраст которой, возможно, несколько тысяч лет, на глубине 3.5 м в долине реки Большой Невер П.Н.Каптеревым (1936), вернулся к жизни! Сибирский углозуб, или четырехпалый тритон, способен переносить понижение температуры до минус $35-40^{\circ}\text{C}$ и долго сохранять жизнеспособность в замороженном состоянии. Выживают некоторые охлажденные рыбы, например карпы при -3°C ; многочисленные сведения о выживании рыб при полном замораживании считаются, однако, недостоверными (Luyet и Gehenio, 1940). Древесная лягушка (*Rana sylvatica*), одна из самых распространённых лягушек на Аляске, достигающая 7 см в длину, обладает способностью впадать в глубокую зимнюю спячку, выживая при температуре тела до минус 6°C . Возможно, эта лягушка самый близкий к человеку живой организм, который может пережить настоящее замораживание. Временное охлаждение теплокровных, например, кроликов

при температуре -73°C и падении ректальной температуры до 6.1°C , по результатам экспериментов, оставляет их живыми. Охлажденные обезьяны при падении температуры тела до 14°C также выживали. Коты переживают падение температуры тела до 16°C . Мышей и белок иногда можно охладить даже до -1°C , и они возвращаются к жизни (Luyet и Gehenio, 1940).

Одна из проблем криобиологии - изучение процессов, сопровождающих охлаждение живых систем и ведущих к необратимым повреждениям. Причин, вызывающих повреждения при охлаждении и замерзании, много. Для неадаптированных к холоду клеток особенно опасно обезвоживание, т. к. возникают контакты внутриклеточных компонентов, которые при нормальных условиях разобщены; при этом происходят разрывы одних межмолекулярных связей и образование других, повреждения клеточных мембран. Подобные явления могут возникать и в случае образования кристаллов льда внутри клетки.

Устойчивость многих наземных организмов к температурам ниже 0°C сильно изменяется в течение жизненного цикла, связанного с сезонами года. Так, у насекомых и растений сильно повышаются холодоустойчивость и морозоустойчивость при переходе к состоянию покоя (диапаузы у насекомых и клещей) ещё до наступления морозов. В начале периода покоя при температурах немного выше 0°C происходят значительные перестройки в обмене веществ и физико-химического состоянии клеток, повышающие устойчивость организмов. Накапливаются жиры, гликоген, сахара, образуются защитные вещества, изменяется состояние воды и белков в

клетках. Насекомые в зависимости от их экологии приобретают способность сильно переохлаждаться иногда до минус 40°C или ещё ниже. Некоторые виды насекомых и растений перезимовывают в замёрзшем состоянии. Хорошо переносят низкие и даже сверхнизкие температуры многие микроорганизмы (бактерии, дрожжи), мхи и лишайники. На этом свойстве, по существу, основаны методы их длительного хранения. Обычно их холодоустойчивость связана с быстрым обезвоживанием, повышенной вязкостью цитоплазмы, наличием оболочки, препятствующей проникновению кристаллов в клетку. Жизнедеятельность организмов (исключая теплокровных животных) прекращается обычно при температурах несколько ниже 0°C, но некоторые процессы обмена веществ могут протекать при температурах около -20°C (например, дыхание, фотосинтез) и даже ниже. В связи с этим представляет интерес малоизученная биология морских организмов, обитающих на подводных льдах Антарктики, а также микроорганизмы в ледниках и вечной мерзлоте.

4.2. Взаимодействие льда с живым веществом

Существует несколько механизмов взаимодействия кристаллов льда с живым веществом. Некоторые из них действуют на клеточном уровне, другие – на уровне тканей. Рассмотрим их подробнее.

Образование кристаллов льда.

Экспериментально установлено, что само по себе переохлаждение до субнулевых температур не вызывает повреждения клеток. Главное, что им грозит при замораживании, - это образование в них кристалликов льда, что вызывает механическую денатурацию макромолекул, обезвоживание и деформацию клеток. Большое значение имеет скорость охлаждения и нагревания. При медленном охлаждении сначала переходит в лёд вода окружающей клетку жидкости. Это приводит к потере клеткой воды, нарушению солевого равновесия между вне- и внутриклеточной жидкостью, повышению концентрации электролитов в клетке. Некоторые клетки вследствие этого погибают. Для того, чтобы сохранить живыми клетки растений и некоторые ткани животных, требуется очень медленное охлаждение, при котором не происходит резкого изменения концентрации веществ в клетке. Кроме того, чем выше скорость охлаждения, тем больше воды в клетках оказывается переохлажденной (рис. 29); последующая кристаллизация этой переохлажденной воды внутри клетки может привести к гибели последней.

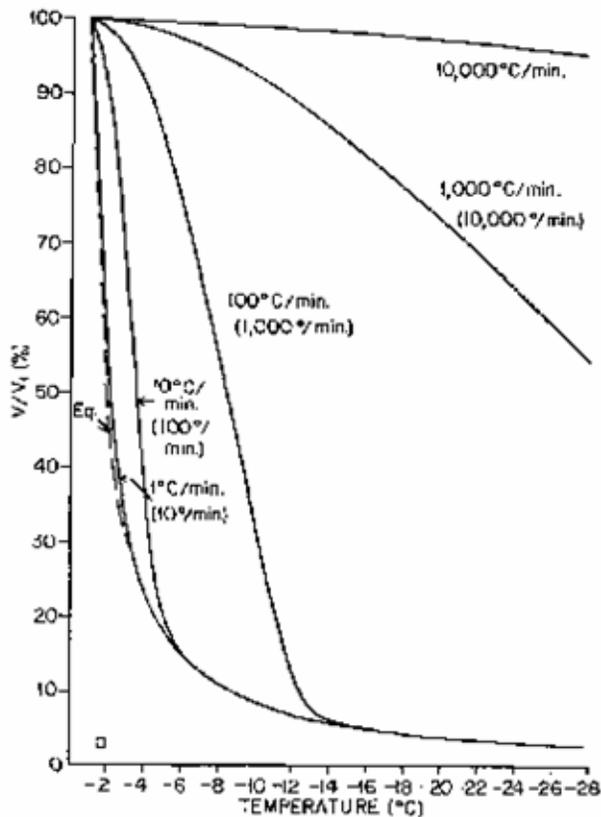


Рис. 29. Расчетное содержание переохлажденной воды, сохраняющейся при различной температуре в клетках диаметром 5.84 микрона (Mazur, 1963)

Чаще всего клетки подвергаются повреждениям в критической температурной зоне, когда выделяется латентное тепло кристаллизации. Чтобы быстрее миновать эту зону, нужно точно контролировать процесс замораживания и регулировать скорость охлаждения. Режим замораживания зависит от природы биологического объекта и состава среды, в которой находятся клетки. У разных их типов разная устойчивость к замораживанию и, соответственно, своя оптимальная скорость охлаждения.

Кристаллизация растворов представляет собой сложный процесс (рис. 30). Кристаллы льда повреждают мембраны клеток, разрывая их.

Клетки способны “залечивать” небольшие повреждения, но сильно повреждённая клетка может погибнуть. Образование кристаллов льда может происходить внутри клеток и снаружи их, в межклеточном пространстве. Как правило, сначала начинается образование внеклеточных кристаллов, поскольку внутри клетки выше концентрация различных веществ, понижающих температуру замерзания. Внеклеточное кристаллообразование намного менее опасно для клетки. Однако, при более низких температурах начинается также и внутриклеточное образование кристаллов льда.

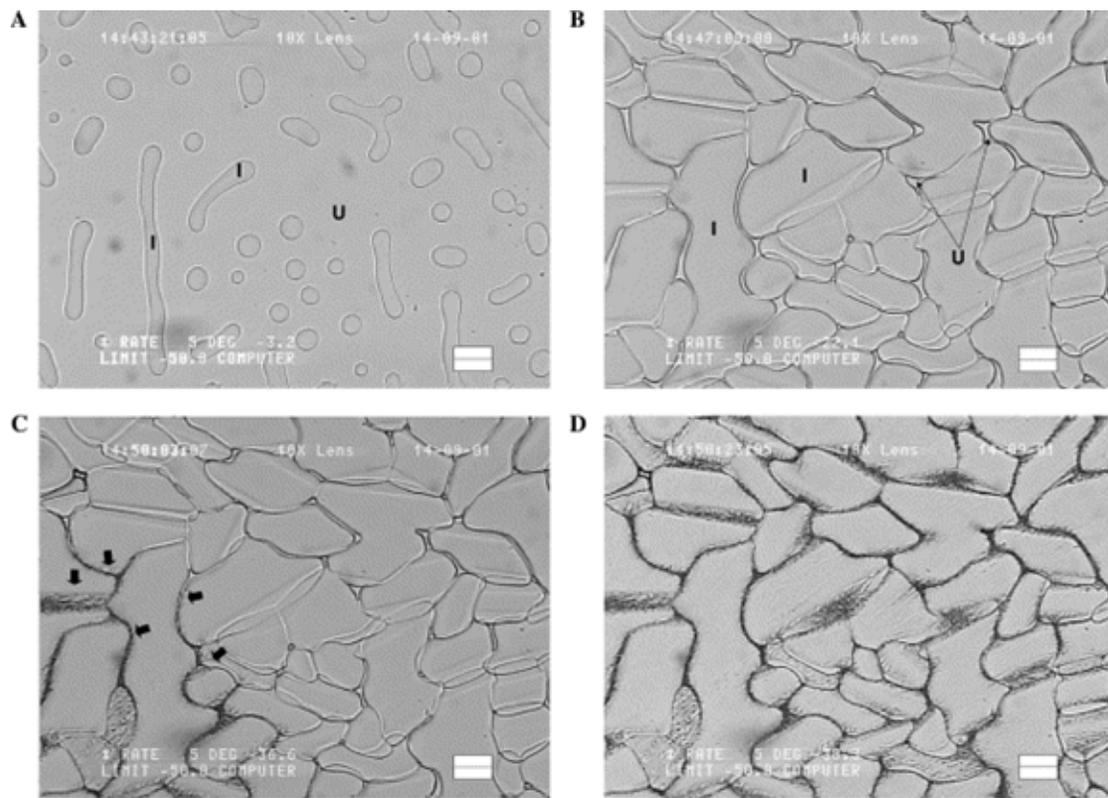


Рис. 30. Фотографии (увеличение x5) замерзающего фосфатного буферного (PBS) раствора (Hana и Bischof, 2004): А – зародыши льда при температуре фазового перехода; В – ледяные кристаллы с незамерзшим раствором при

эвтектической температуре; С – начало эвтектической кристаллизации; D – завершение эвтектической кристаллизации. Температуры: -3.2°C (A), -22.1°C (B), -36.6°C (C), and -38.3°C (D); отрезок представляет длину 50 микрон; I – лед; U – незамерзший раствор; стрелки – фаза эвтектики

Кристаллы льда легко образуются при скорости охлаждения свыше 10 градусов в 1 мин. Криотекстура зависит от условий промораживания (рис. 31). После окончания процесса охлаждения, при температурах выше -120°C , возможен их рост, а также перекристаллизация. Увеличение их размеров особенно значительно при отогревании. Считается, что именно во время отогревания и оттаивания происходят основные повреждения в клетках. Как правило, при образовании внутри клетки кристаллов льда она погибает; однако клетки некоторых закалённых насекомых и злокачественных опухолей переносят внутриклеточную кристаллизацию воды. При сверхбыстром охлаждении со скоростью нескольких сот градусов в 1 сек (такое охлаждение возможно лишь у живых объектов, имеющих микроскопические размеры) большая часть воды превращается в аморфный лёд, структура которого мало отличается от структуры воды. Этот процесс называется витрификацией. Благодаря этому клетки не повреждаются и выживают независимо от своего происхождения. Но после сверхбыстрого глубокого охлаждения клетки сохраняют жизнеспособность лишь при очень быстром отогревании (за 3—10 сек), при котором можно избежать рекристаллизации. На практике этот метод сохранения клеток почти не

применим ввиду невозможности сверхбыстрого охлаждения и отогревания более или менее крупных объектов.

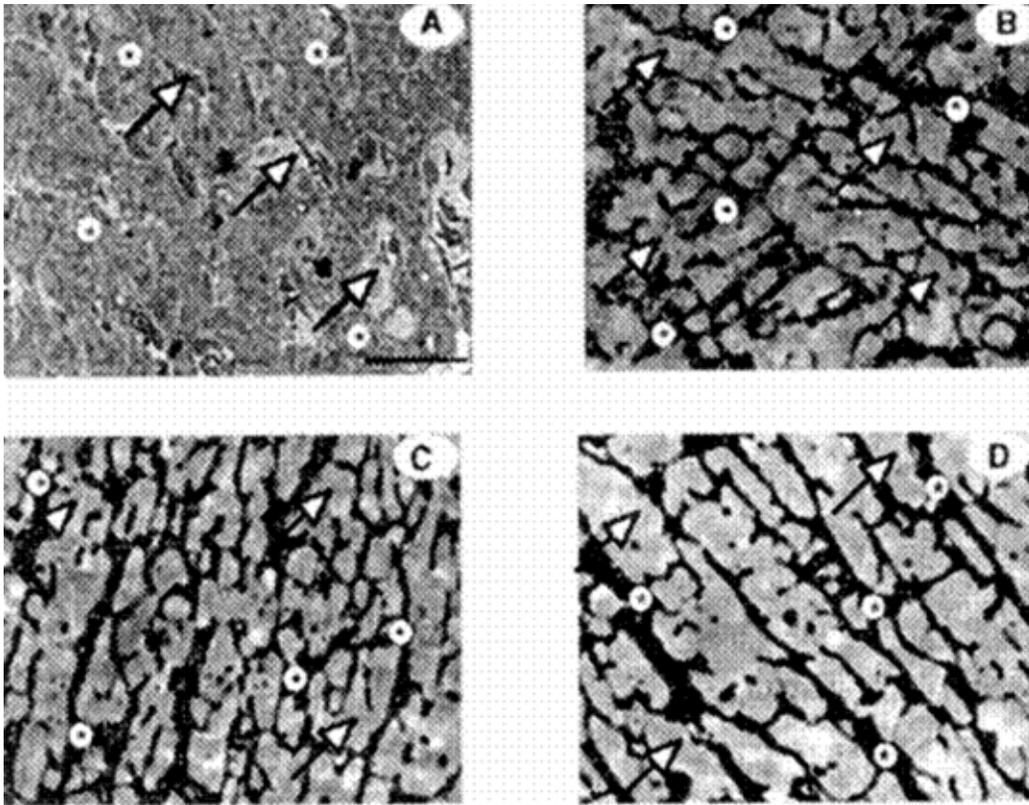


Рис. 31. Печень лягушки, охлажденная со скоростью $2^{\circ}\text{C}/\text{мин}$ при температуре: (A) 0°C , (B) -6°C , (C) -10°C , и (D) -20°C , а затем замороженная при температуре -196°C . На (A) стрелки показывают клетки крови внутри сосудов, окруженные другими клетками (отмеченные звездочками). На фотографиях (B), (C) и (D) темные области (звездочки) соответствуют тканям, а светлые (стрелки) – ледяным кристаллам в межклеточном пространстве. Отрезок на фото (A) соответствует 50 микронам (Barrat et al., 1998)

Деформации и растрескивание

Клетки значительно изменяют свой объем при замораживании (рис.32), что связано с прежде всего с осмосом и дегидратацией. Кроме того, при замораживании больших образцов тканей и органов невозможно добиться равномерного охлаждения. Это приводит к возникновению механических напряжений в тканях и их растрескиванию. Особенно подвержены растрескиванию образцы при витрификации – как в силу более хрупкого стеклообразного состояния, так и из-за того, что для витрификации требуются максимально возможные скорости охлаждения. Наибольшую опасность растрескивание представляет при температурах около -130°C и ниже.

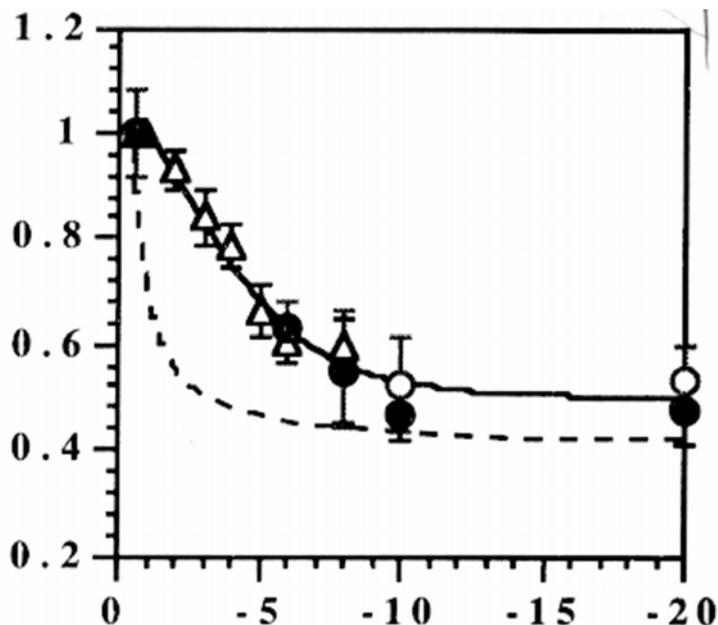


Рис. 32. Изменение относительного объема клетки печени лягушки (ось ординат) при замораживании со скоростью $5^{\circ}\text{C}/\text{мин}$ при различной температуре (ось абсцисс), $^{\circ}\text{C}$ (Barrat et al., 1998)

Осмотические повреждения

При образовании кристаллов льда в оставшейся воде повышается концентрация солей. Очень высокая концентрация может привести к необратимому изменению структур белковых молекул и к гибели клетки.

Особенно большие концентрации солей могут возникнуть при медленном, но неравномерном охлаждении больших образцов. Дело в том, что при замерзании воды в части образца происходит вытеснение солей в ещё не замёрзшую зону. В образце формируется “фронт кристаллизации”, который образует перед собой зону с высокой концентрацией солей. Если образец охлаждается с поверхности, концентрация соли в центре его может достигнуть эвтектической; при этом клетки гибнут.

Криогенная деструкция и криохирургия

Криохирургия представляет собой направление в хирургии, использующее низкие температуры для деструкции органов и тканей больного, подлежащих удалению или разрушению. Еще в 1851 Джеймс

Арнот при приготовлении криосмеси облегчил страдания пациентки с опухолью малого таза. В 1940 году Вейцнер сообщил о многочисленных случаях разрушения опухолей кожи с помощью кристаллов углекислого газа и паров жидкого азота. В 40-х гг. американский хирург Т. Фей длительно охлаждал раковые опухоли у неоперабельных больных и получил заметное улучшение. С 1950 года, благодаря работам Аллигтона, жидкий азот стал основным криогенным средством в медицине. С 1960 Купер и Ли разработали технику прецизионной криохирургии, а в 1964 году было создано международное научное общество криобиологов, что положило начало систематическому изучению влияния низких температур на живые объекты. С 1968 года стал выходить международный журнал "Cryobiology", а с 1974 года - аналогичный журнал в Японии. Радикальные криохирургические операции стали широко и успешно применяться после 1980 года.

Сегодня многие дерматологи применяют локальное замораживание кожи (преимущественно углекислотой) при некоторых её заболеваниях и раковых поражениях. Значительно труднее оказалось локально замораживать ткани в глубине тела. Замораживание тканей млекопитающих до кристаллического состояния ведёт, как правило, к полному и необратимому их некрозу. Это результат дегидратации клеток при образовании кристаллов льда в их недрах и во внеклеточной жидкости; резкого повышения концентрации электролитов в клетках («осмотический шок»); механических повреждений клеточных мембран и органоидов образующимися кристаллами льда; прекращения кровообращения в зоне замораживания. Интенсивность

этих превращений определяет выживаемость клеток. Оптимальными для деструкции являются быстрое замораживание (со скоростью охлаждения 100°C в 1 мин.) и медленное оттаивание (со скоростью $5-10^{\circ}\text{C}$ в 1 мин.) Минимальная температура, вызывающая замерзание 90% внутриклеточной жидкости, составляет около -20°C .

Локальное замораживание глубоких структур человеческого организма стало возможным с созданием соответствующей аппаратуры. Это позволило внедрять криохирургию в разных областях медицины. Испытание фреона и других хладоагентов показало, что для целей криохирургии наиболее подходящим остается жидкий азот ($t_{\text{кип}} - 195.8^{\circ}\text{C}$). Разрушающее действие холода, однако, ограничено, что связано с недоступностью части влаги, так называемой связанной воды. Криодеструкцию можно усилить с помощью повторных циклов замораживания-оттаивания, ультразвука, введения в зону замораживания адреналина и лидокаина, но незначительно. Последнее время для этой стали применять сверхвысокочастотное электромагнитное поле, которое довольно эффективно для дестабилизации диполей воды и разрыва водородных связей.

Э.И.Кандель, В.В.Яворский, Н.Н.Трапезников в свое время достаточно широко использовали криометоды в онкологии, прежде всего для разрушения опухолей кожи: гемангиом и меланом. В проктологии криохирургический метод внедрен В.Д.Федоровым (1973) и Г.А.Подольяк (1972), которые успешно использовали его при лечении трещин, полипов, кондилом, свищей прямой кишки и геморроя. В.Д.Федоров с сотрудниками

осуществил также криодеструкцию злокачественных опухолей прямой кишки в неоперабельных случаях и получил положительные результаты. Первую операцию криодеструкции надпочечника при синдроме Иценко-Кушинга выполнила в 1999 году группа Санкт-Петербургских врачей в больнице РАН.

Механизм гибели клеток при криодеструкции достаточно сложен. Задолго до этапа образования ледяных кристаллов в тканях происходят необратимые патологические изменения. В частности, происходит повышение осмотического давления внутриклеточной жидкости за счет гипергликемии и выхода воды в межклеточное пространство; в итоге концентрация электролитов внутри клетки возрастает. Снижается температура замерзания, метаболизм становится невозможен, возникают препятствия обмену веществ в клетке. Последующее понижение температуры до -10 -15°C приводит к появлению льда, причем сначала кристаллы образуются во внеклеточной части, где ниже осмотическое давление. Кристаллообразование приводит к дальнейшему обезвоживанию клеток и повышению осмотического давления до величины, когда белки теряют свою третичную структуру. Рост кристаллов разрушает клеточные мембраны, клетки подвергаются сжатию и раздавливаются.

Методы защиты от криогенных повреждений

Для защиты клеток от повреждающего действия холода используют различные защитные вещества, подбирают оптимальные режимы замораживания и оттаивания. К сожалению, разные типы клеток сильно отличаются по оптимальному подбору таких веществ и по оптимальному режиму охлаждения. Это затрудняет охлаждение тканей и органов, состоящих из многих разных типов клеток.

Криопротекторы

Для сохранения живых систем в условиях низких температур применяют защитные вещества — криопротекторы. Криопротекторы ослабляют эффект кристаллизации, изменяя её характер, препятствуют слипанию и денатурации макромолекул, способствуют сохранению целостности мембран клеток. Криопротекторы получили широкое применение в медицине и животноводстве для длительного хранения при низких температурах крови, тканей, органов, а также спермы домашних животных, используемой для искусственного осеменения. С целью предохранения сперматозоидов от холодовых повреждений, например, в сперму рекомендуется добавлять глицерин, яичный желток или диметилсульфоксид (ДМСО). Если криопротекторы заместили достаточно воды в клетке, то охлаждение заставляет раствор протектора стать всё более густым, переходя от жидкого состояния к стеклообразному в процессе витрификации. Эмбрионы мыши, витрифицированные и сохранённые в

жидком азоте, вырастают в здоровых мышей. Состав криопротектора влияет на характер изменений в клетках при замораживании (рис. 33)

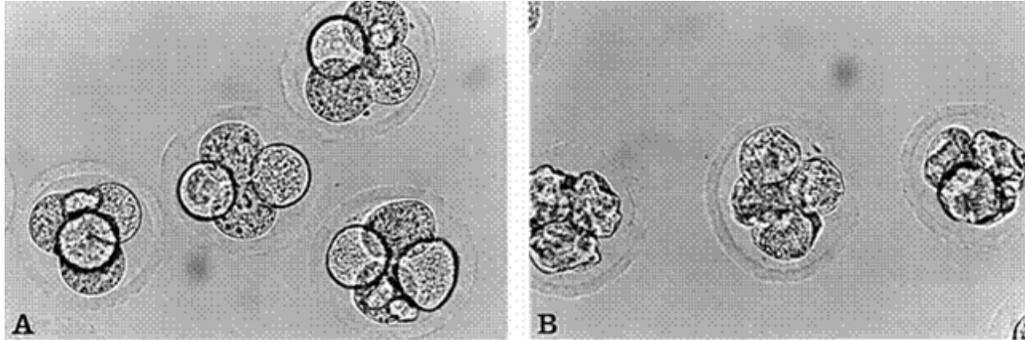


Рис. 33. Изменения формы эмбрионов мыши при погружении в раствор 1.5 моль/л этиленгликоля+0.2 моль/л сахарозы (А) или 1.5 моль/л пропиленгликоля+0.2 моль/л сахарозы (В). Эмбрионы замораживались в течении 5 минут; увеличение x400 (Chi et al., 2002)

Криопротекторы делятся на две группы – проникающие (т. е., способные просачиваться сквозь мембрану внутрь клетки) или эндоцеллюлярные и не проникающие или экзоцеллюлярные которые действуют снаружи, осмотически вытягивая из клетки воду. К проникающим относятся глицерин, ДМСО (диметилсульфоксид), ацетамид, пропиленгликоль, этиленгликоль и некоторые другие. К непроникающим - полиэтиленгликоль, фикоилл, сахароза, трегалоза и др. Последнее выгодно: чем меньше в клетке останется воды, тем меньше потом образуется льда. Но удаление воды приводит к повышению концентрации остающихся внутри клетки солей – вплоть до значений, при которых происходит денатурация

белка. Эндоцеллюлярные же криопротекторы не только снижают температуру замерзания, но и разбавляют образующийся при кристаллизации «рассол», не давая белкам денатурироваться.

Наиболее широкое применение нашли глицерин и ДМСО. Считается, что защитные свойства глицерина при замораживании растительных тканей были открыты в начале 20 века шведским ботаником Лидфорссом, а также русским ботаником Н.А.Максимовым (1913). В 1949 году Польдж с коллегами подтвердили высокую эффективность глицерина. В 1959 году были впервые продемонстрированы свойства ДМСО как эффективного криопротектора, который легче проходит через клеточные стенки, чем глицерин, но более токсичен при высоких температурах. В 1972 году 8-клеточный мышинный эмбрион впервые был сначала медленно заморожен до температуры жидкого азота с применением комбинации ДМСО и глицерина, а затем успешно возвращен мышам. В 1982 году впервые удалось получить искусственную беременность человека также с 8-клеточным эмбрионом, замороженным по аналогичной методике.

Если охлаждать водный раствор какого-нибудь вещества, при достижении температуры его замерзания из раствора начнут выпадать кристаллы льда. При этом концентрация оставшегося раствора будет возрастать, а температура его замерзания – снижаться. Однако так будет продолжаться только до достижения некоторой концентрации, которая называется эвтектической. При дальнейшем охлаждении эвтектической смеси она превращается в аморфную фазу. Частицы эвтектической смеси

обычно настолько малы что, в отличие от кристаллов льда, практически безвредны для клеток. Если же охлаждать смесь, содержащую концентрацию растворённого вещества, большую эвтектической, то из раствора при охлаждении будут выпадать кристаллы не льда, а этого вещества, а его концентрация будет снижаться, стремясь к эвтектической. К сожалению, веществ, способных при небольших концентрациях понизить температуру кристаллизации раствора до температуры “сухого льда”, не говоря уж о температуре жидкого азота, пока не известно. В большинстве случаев приходится принимать в расчет то, что часть воды неизбежно кристаллизуется.

Понижение температуры замерзания раствора происходит, как известно, приблизительно в соответствии с выражением:

$$dT = K * q / m ,$$

где dT - понижение температуры замерзания; K - криоскопическая константа воды, теоретически равная 1.86; m, q - молекулярная масса и масса растворенного вещества в 1000 г воды, соответственно. Величина криоскопической постоянной зависит от электростатических свойств молекул растворенного вещества.

Если охлаждать смесь, состоящую из $n, \%$ вещества, растворённого в воде, причём $n < E$, где E – эвтектическая концентрация, то максимальная доля воды, которая может выделиться в виде льда, равна:

$$M = (1 - n / E)$$

Разные клетки способны выдержать образование разного количества льда.. При использовании в качестве криопротектора глицерина (наиболее часто встречающийся в живой природе естественный криопротектор) долю льда можно значительно понизить. К сожалению, глицерин при значительной концентрации оказывается токсичен.

На практике обычно используются небольшие концентрации. При этом образцы подвергаются медленному охлаждению – например, в парах жидкого азота. Как уже упоминалось, кристаллы льда образуются сначала в межклеточном пространстве. Такие кристаллы приносят относительно мало вреда. В процессе роста они оттягивают воду из клеток; концентрация растворённых веществ в межклеточном пространстве повышается, и это тормозит образование кристаллов. В конце концов, в некоторых клетках вода витрифицируется, в других образуются ледяные кристаллы, но небольшие, не опасные для жизни клетки. Часть клеток погибает.

Большое значение для решения проблемы обратимого замораживания имеет скорость охлаждения. Для каждого типа клеток существует своя оптимальная скорость охлаждения. Если охлаждать клетки быстрее, вода из них не будет успевать вытягиваться наружу, и внутри клеток будут образовываться слишком крупные ледяные кристаллы. Если медленнее – концентрация криопротектора, солей и других растворённых веществ внутри клеток станет слишком велика, и клетка погибнет от осмотического шока.

К сожалению, оптимальные скорости понижения температуры, и условия компромисса между повреждающими действиями кристаллов льда и

высокими концентрациями растворенных веществ для разных типов клеток сильно различаются. Различны также оптимальные концентрации криопротекторов. Это затрудняет сохранение при низких температурах органов и тканей, включающих несколько различных типов клеток, а тем более – целых организмов.

При быстром охлаждении (например, опускании образца в жидкий азот) вода не успевает выйти из клеток наружу; кристаллы образуются как вне, так и внутри клеток, но за счет быстрого охлаждения они оказываются значительно мельче, и успевают образоваться не во всех клетках. Токсичных концентраций солей при этом удастся избежать, а продолжительность их воздействия оказывается меньше, как и продолжительность вредного воздействия криопротекторов. Последнее позволяет использовать более высокие их концентрации.

При медленном охлаждении (в парах жидкого азота или в специальных программных замораживателях) кристаллы льда образуются в основном в межклеточном пространстве. По мере охлаждения они растут, оттягивая на себя воду из клеток. Это позволяет существенно уменьшить повреждения, наносимые кристаллами клеткам, – но и концентрация солей внутри клеток значительно возрастает, повышая риск денатурации белков.

Точка замораживания воды, содержащей различные ионы, находится ниже 0°C и зависит от концентрации растворенных веществ. В случае медленного замораживания клеток их содержимое может сохраниться в жидком состоянии при температуре значительно более низкой, чем точка

замерзания соответствующего раствора. Это явление известно как переохлаждение. Солевой фосфатный буферный раствор с добавлением ДМСО имеет точку замерзания -3°C . При медленном замораживании такой раствор можно охладить (в состоянии переохлаждения) до температуры -21°C без образования льда. Замораживание производят в специальных программируемых аппаратах, которые точно поддерживают скорость охлаждения и температурный режим. С целью предотвращения спонтанного образования льда, которое может повредить клетки, он включает в себя важный этап - сидинг. Под ним подразумевают индукцию образования кристаллов льда при температуре, меньшей точки замораживания, что также предотвращает переохлаждение. Сидинг обычно выполняется при температурах $-5 - 7^{\circ}\text{C}$ вручную путем прикосновения пинцетом или другим предметом к соломинке, содержащей раствор с клетками. Температура, при которой заканчивается замораживание и материал переносится в жидкий азот, влияет на степень дегидратации клеток. Так, клетки, охлажденные медленно до температуры -60°C имеют высокую степень дегидратации и требуют медленного оттаивания ($8 - 20^{\circ}\text{C}/\text{минуту}$) с целью обеспечения адекватной регидратации. Наоборот, клетки, охлажденные медленно только до $-30 - 40^{\circ}\text{C}$, должны оттаивать быстро ($275 - 500^{\circ}\text{C}/\text{минуту}$).

Организмы, переносящие в природе сильные холода, часто вырабатывают внутри себя глицерин или сахара (глюкоза, трегалоза). При искусственной же криоконсервации наиболее часто используются глицерин и ДМСО.

Блокаторы образования льда; витрификация

Кроме криопротекторов многие зимующие насекомые, а также некоторые живущие в холодных водах рыбы вырабатывают так называемые блокаторы образования льда (айс-блокеры). Они позволяют воде некоторое время сохраняться в метастабильном переохлаждённом жидком состоянии при температурах ниже точки замерзания – обычно, на несколько градусов. При ещё более низких температурах замерзание всё же происходит. На количество образующегося льда такие вещества почти не влияют. Поэтому при медленном глубоком замораживании они неэффективны.

Они оказываются, однако, полезны при другом режиме замораживания – быстром. В этом случае стремятся обойтись вообще без образования кристаллов льда. Для этого используются высокие концентрации криопротекторов и быстрое охлаждение. Поскольку время охлаждения сокращается, криопротекторы в меньшей мере успевают проявить свою токсичность, и их можно использовать в большем количестве. Блокаторы образования льда позволяют легче пройти опасный участок – от температуры замерзания до нескольких десятков градусов ниже нуля. При ещё более низких температурах кристаллообразование тормозится за счёт увеличения вязкости раствора.

При использовании метода витрификации значительные трудности подстерегают также и на этапе согревания образца. Поскольку

переохлаждённая вода метастабильна, на упомянутом опасном участке температур также может происходить образование кристаллов. Кроме того, опять начинает действовать токсичность криопротекторов. Чтобы избежать этого, необходимо обеспечить как быстрое нагревание образца, так и быстрый отмыв его от криопротекторов.

На разрабатываемые в настоящее время методы ультрабыстрого замораживания возлагаются большие надежды. Метод требует высоких концентраций хорошо проникающего сквозь мембрану криоконсерванта в сочетании с малопроникающими растворами для дегидратации клеток.

4.3. Практическое использование криогенных биосистем

Криоконсервация

В медицине, сельском хозяйстве, при научных исследованиях часто возникают ситуации, когда тот или иной биологический объект или материал нужно сохранить в неизменном состоянии в течение долгого времени - иногда многих лет. Обычно этого можно достичь охлаждением его до температур достаточно низких, чтобы химические реакции практически приостановились. Отдельные попытки сохранения в замороженном состоянии яйцеклеток и сперматозоидов животных предпринимались еще 200 лет назад. Однако, лишь с 1983-го года применяется технология замораживания человеческих эмбрионов, из которых потом развиваются нормальные дети. В мире уже родились сотни таких детей, некоторым из них

суждено было прожить в виде эмбриона в жидком азоте по много лет: так, сообщается, что девочка была благополучно рождена из эмбриона, прожившего законсервированным 8 лет. Однако до настоящего времени криоконсервация представляет собой трудную проблему; ее сложность обратно пропорциональна сложности биологической замораживаемой системы.

Клетки

Для сохранения живых клеток в течении нескольких месяцев достаточно охладить их до температуры около -70°C . Обычно их хранят в присутствии “сухого льда” - твёрдой двуокиси углерода. Клеточная терапия - одно из наиболее быстро развивающихся направлений в современной медицине. В большинстве случаев возникает потребность в более или менее длительном хранении пересаживаемых клеток. При температурах около -130°C и ниже клетки могут сохранить жизнеспособность, возможно, в течении многих сотен лет, что достаточно для большинства приложений. На практике обычно используют хранение в жидком азоте, температура кипения которого составляет -196°C . При температуре жидкого гелия (-230°C) клетки, очевидно, можно хранить практически вечно. Некоторые расчеты показывают, что при этом за 1 тыс. лет хранения разрушится только 3% от числа законсервированных клеток.

Одна из технологий, например, консервации спермы, используемая в Российской Федерации в соответствии приказом Минздрава от 28 декабря 1993 года N 301, состоит в следующем. Сперма должна быть охлаждена до температуры -196°C , т.е. температуры жидкого азота, который считается лучшей средой для длительного хранения. Охлаждение производится с помощью специальной аппаратуры, в частности, для этого может быть использован универсальный охладитель программный КОП-6. Соломки со спермой помещаются в горизонтальном положении в камеру охладителя. При замораживании сперма преодолевает два опасных температурных порога: от $+20^{\circ}\text{C}$ до $+5^{\circ}\text{C}$; от $+5^{\circ}\text{C}$ до -20°C , поэтому для исключения вредного влияния температурных перепадов, особенно при близких к нулю температурах, образцы должны охлаждаться медленно, со скоростью 1°C в минуту. После достижения околонулевой температуры необходима экспозиция образца в течение 30 - 60 минут. Последнее условие необходимо для стабилизации подвижности клеток. Дальнейшее замораживание следует продолжать быстро - со скоростью не менее 20°C в минуту до температуры около -70°C . После этого образцы должны быть перенесены в жидкий азот, в котором они перекадываются в полимерную пробирку и там хранятся. Другим методом криоконсервации является метод криоконсервации с помощью сухого льда (твердого диоксида углерода CO_2). При этом не требуется сложного оборудования. После разжижения сперма смешивается в пробирке с криопротекторами в соотношении 1:1 и помещается в холодильник на 2 часа при температуре

около +4°C. В куске сухого льда устраиваются луночки диаметром около 1.0 см и глубиной до 0.5 см с помощью формы, имеющей на поверхности выступы и нагретой до температуры около 40°C. В готовые лунки разливаются образцы. Замерзшие образцы переносятся (пересыпаются) в полимерные пробирки, которые хранятся в криобиологических сосудах с жидким азотом типа X-34A до 10 лет.

Ткани

Значительно труднее решаются вопросы консервации клеточных тканей. Еще более сложны проблемы с криоконсервацией органов, предназначенных для последующей трансплантации. Проблема заключается в том, что живые ткани, охлажденные до состояния заморозки, после оттаивания часто оказываются нежизнеспособными.

Наиболее остро проблема сохранения биологических материалов встает в медицинской трансплантологии. Часто заранее неизвестно, когда понадобится тот или иной биологический материал. Поэтому полезно заранее запастись некоторым количеством костного мозга или других тканей пациента, чтобы позже - иногда через годы - пересадить его обратно. Трансплантация тканей занимает промежуточное место между трансплантацией клеток и целых органов. Исторически первой тканью, трансплантация которой получила широкое распространение, была кровь. И

сейчас переливания крови превосходят по своему количеству все остальные трансплантации, вместе взятые.

Трансплантация органов

По данным на март 2001 г. число только жителей США, стоящих в очереди на трансплантацию тех или иных органов превысило 75 тысяч человек; 48162 ждут пересадки почки, 17207 - печени, 4236 - сердца, 3736 – легкого. Положение можно было бы радикально улучшить, если бы существовал способ долговременного хранения органов. Это позволило бы организовать банки органов, которые можно было бы без спешки проверять на возбудители различных заболеваний, сколь угодно долго хранить, а затем доставлять в нужное время в нужное место.

Единственным способом, который мог бы позволить осуществить такое хранение представляется криоконсервация. На сегодня, однако, не существует надежной методики, которая позволяла бы замораживать такие органы, как сердце, почка, печень или лёгкое без недопустимого повреждения его тканей.

Репродуктивная медицина

Самые первые результаты по криоконсервации клеток млекопитающих были получены Польджем и коллегами в 1949 г. Тогда они впервые

применили криопротектор – глицерин. В настоящее время в медицине широко используется криоконсервация эмбрионов. В последние годы получает всё большее распространение практика очень быстрого замораживания ооцитов и эмбрионов с целью достижения витрификации (стеклоподобного состояния льда). Витрификационные среды обычно содержат высокие концентрации этиленгликоля (40%), фикола (18%) и сахарозы (10%) или только этиленгликоля и сахарозы. К 2000 году наиболее распространенным способом криоконсервации эмбрионов стал метод замораживания эмбриона на стадии зиготы. В этом случае выживаемость эмбрионов составляет 60-80%, частота их имплантации достигает тех же значений, что и у свежих эмбрионов - 10-15%. Используется также криоконсервация эмбрионов на стадии дробления; в зависимости от качества после оттаивания в этом случае выживают 30-80 % эмбрионов.

Промораживание растений

Растения выдерживают значительное охлаждение и не замерзают, хотя более чем на 70% состоят из воды. Так, яблони повреждаются морозом ниже -45°C . Причиной этого являются особенности льдообразования. В клетках растений содержатся сложные, в том числе коллоидные, растворы, температура замерзания которых существенно ниже 0°C . Кроме того, растения, приспособиваясь к замораживанию, принимают «специальные меры». Выделяются два основных механизма устойчивости к низким

отрицательным температурам. Основной из них заключается в предотвращении образования льда в клетках путем биосинтеза биологических криопротекторов (антифризов). При промерзании растениями вырабатываются и накапливаются биологические криопротекторы (сахара, энергоемкие жиры), окисление которых сопровождается выделением значительного количества тепла, которое и защищает растение от холода.

Другой механизм состоит в предотвращении образования льда в клетках путем их обезвоживания и перевода воды из клеток в межклеточное пространство, где она, замерзая, не повреждает протоплазму, а окружает клетку ледяной оболочкой и препятствует оттоку из нее тепла. Если замерзание воды в дереве при очень низкой температуре все же произошло, то ткани его разрываются; при этом появляются трещины проходящие вдоль ствола и ветвей. Интересно, что так называемое закаливание растений, или приобретение растениями устойчивости к морозу происходит только осенью, когда растения прекращают рост и переходят в состояние покоя. Так, деревья, выдерживающие зимой морозы до -60°C (лиственница, ель, сосна), летом погибают при температуре от -7 до -8°C . Впервые закаливание к морозу на практике применил (1875), вероятно, русский огородник Е. А. Грачев, выдерживая семена кукурузы перед их посевом на снегу в течение двух недель; в результате он получал зрелые початки кукурузы в климате Петербурга (Генкель, 1967).

Крионика

Возможно, именно Россия является родиной крионики, что, в общем, неудивительно, учитывая, сколько изобретений, намного опередивших время, было в ней сделано, а также число неудач, которых потерпело ее общество. Правда, еще во второй половине 18 века, в частности, английским хирургом Д. Хантером было высказано предположение, что жизнь человека можно продлить путем замораживания и оттаивания. В начале XX в. идеи физического бессмертия, достижимого через научный прогресс, действительно были широко распространены в России. В их разработке главную роль сыграли философ Н. Ф. Федоров, доказывавший возможность и необходимость воскрешения всех умерших их потомками, а также И. И. Мечников, известный разработкой методов предотвращения старения, один из основателей геронтологии. Он известен также тем, что одним из первых переливал себе кровь молодых людей, надеясь на омолаживание. Воздерживаясь здесь от критики идей крионики, следует напомнить, что еще К. Э. Циолковский думал о замораживании людей и достижении таким путем человеческого бессмертия. Глубокое охлаждение для продления человеческой жизни предложил использовать всё тот же Порфирий Бахметьев, чьи идеи получили широкую известность. Вокруг него в начале XX века существовала группа энтузиастов, собиравшаяся таким образом отправиться в будущее. Он пытался замораживать летучих мышей. Д.И.Менделеев спорил с ними, убеждал, что замораживание влечет за собой неминуемую смерть. После кончины Бахметьева в 1913 году, революции и

гражданской войны группа распалась, хотя один из руководителей страны в тот период, Л. Красин, известный как один из сторонников Бахметьева, добивался того, чтобы ему разрешили заморозить тело Ленина.

Следует подчеркнуть, что многочисленные эксперименты по замораживанию больших животных, особенно интенсивно предпринимавшиеся в течение 19 века, были в основном неудачными. В периодической печати, однако, время от времени появляются сообщения о возвращении к жизни замерзших людей. Так, в 1961 нашли замерзшего в казахской степи тракториста В.Харина. Его тело за несколько часов обледенело и по нему можно было постукивать; утверждается, что доктора вернули его к жизни. Или история, как спасли студента в штате Мичиган после того, как он пролежал в ледяной воде на дне озера около 40 минут. Сообщается, что японец Массару Сайто, водитель рефрижератора, спрятался от жары в своем фургоне при температуре -10°C ; его обнаружили, когда он замерз, и оживили. Есть также сообщение прессы, что ученые из калифорнийской компании «Боитайм» оживили замороженных бабуинов. Едва ли эти факты, однако, могут служить надежным свидетельством. Личинки и гусеницы полярных бабочек действительно оживают при оттаивании. Имеются рассказы полярников об оживании замерзших рыб и даже собак, а также уникальная публикация А.К.Матвеева (1957) об ожившем (!) тритоне из полигонально-жильного льда Центральной Якутии возрастом около сорока тысяч лет. Это сообщение, при всей его фантастичности, требует, тщательного изучения. К сожалению, биология

вечной мерзлоты, несмотря на огромную территорию ее распространения, до сих пор очень плохо изучена.

В 1963 г. профессор физики из США Эттингджер опубликовал книгу “Перспективы бессмертия”. В ней он обосновывал точку зрения, что изменения, происходящие в человеческом теле при глубоком замораживании (даже в случае образования кристаллов льда) носят потенциально обратимый характер. Вскоре после этого выяснилось, что другой американец, Эван Купер, в 1962 году также частным образом опубликовал книгу близкого содержания "Бессмертие: физическое, научное, сейчас" . Эттингджер и Купер основали в 1963 году в Вашингтоне Общество продления жизни. Интересно, что на Купера оказала влияние пьеса Владимира Маяковского "Клоп", главный герой которой был случайно заморожен в 1929 году, а через 50 лет разморожен и оживлен. Вероятно, Маяковский знал об идеях Бахметьева. Таким образом, Эттингджер обосновал идею крионики – замораживания умерших после смерти с целью оживления их в будущем. На сегодняшний день идея крионики по-прежнему отвергается большинством специалистов. Тем не менее, среди поддерживающих её есть такие, как известный криобиолог Грегори Фэй.

Пока большинство криопациентов находятся в двух крупнейших крионических фирмах – в Институте крионики под руководством Эттингджера, и в фирме “Алькор”. Сама процедура стоит относительно недорого, примерно до ста тысяч долларов, и требуется около 850 долларов в год для поддержания температуры и хранения. Институт крионики

использует более дешёвую технологию медленного охлаждения (в парах жидкого азота) с применением криопротекторного раствора на основе глицерина, разработанного Ю. Пичугиным, ранее работавшим в Харьковском Институте проблем криобиологии и криомедицины. Фирма “Алькор” использует более дорогую технологию витрификации, с применением сложных криопротекторов и высоких давлений, разработанную под руководством Г. Фэя. Считается, что прежде всего необходимо быстро охладить ткани с начальной температуры 37°C до 10°C, потому что каждые 10°C снижают скорость метаболизма примерно в 2 раза. Замораживание проводится в несколько этапов; в ванне изо льда и силикона тело сначала охлаждают до температуры -31°C, потом до -79°C. На следующем этапе с помощью жидкого азота за 7-10 дней температуру понижают до -196°C, и тело помещают в контейнер. В 1967 году в Калифорнии был заморожен первый человек, профессор Джемс Бэдфорд, тело которого сохраняется в жидком азоте. Узнав, что умирает от рака легких, он согласился на то, чтобы его заморозили. Однако многие пациенты после процедуры были разморожены и похоронены обычным образом из-за финансовых проблем: деньги выплачивали родственники пациентов, а они в конечном счете отказывались платить. В прессе сообщается, что сегодня в "Алгоре" находятся на хранении тринадцать тел и двадцать две головы (утверждают также, что на самом деле замороженных около 120, и их числе Уолт Дисней, Сальвадор Дали, Элвис Пресли и Чарли Чаплин), а еще несколько сот человек, потенциальных клиентов, заключили с обществом контракты. В

контрактах предусмотрено указано: "Алкор" стопроцентной гарантии, что пациенты воскреснут, не дает.

Интересна идея использования для целей хранения биологических объектов вечной мерзлоты, в нашей стране высказывавшаяся, например, П.Н. Каптеревым. Энтузиасты крионики на Западе подсчитали, что в этом случае затраты снизятся до \$10000. Ассоциация крионики Канады участвовала в двух захоронениях в вечной мерзлоте – в Инувике и Йеллоунайфе; еще одно захоронение было организовано частным образом. Считается, что температуры мерзлых пород недостаточно низки. Однако в той же Канадской Арктике есть области, где средняя годовая температура пород ниже -20°C ; для этих территорий даже глобальное потепление, возможно, не стало бы критическим. Однако, при такой температуре активность ферментов все-таки еще фиксируется. Кроме того, в Британской Колумбии, например, в 1990 году издали закон, вообще запрещающий подобные процедуры.

Несомненно, однако, что существующие в России подземные лаборатории в Амдерме, Игарке и Якутске, а также других странах, например, на Аляске в США целесообразно использовать для биологических экспериментов, что предлагал в свое время П.Н.Каптерев. Независимость от внешних источников энергии и условий обслуживания, надежность таких хранилищ позволит провести действительно длительные опыты. Исключительно перспективным представляется исследование в таких лабораториях микроорганизмов и их жизнедеятельности при низких температурах (см. главу, посвященную внеземной криосфере). Способность

некоторых микроорганизмов, бактерий и грибов, сохранять жизнеспособность длительное время, в течение десятилетий, и даже, возможно, тысячелетий при таких сравнительно высоких отрицательных температурах (-3°C - -5°C), когда химические реакции в клеточном растворе продолжают, предполагает существование механизма, предотвращающего накопление повреждений и старение клетки. Исследование таких бактерий, возможно, позволит приблизиться к разрешению древней загадки старения и смерти.

4.4. Живое в криолитозоне

Биологическим проблемам криолитоге́неза, как и литоге́неза вообще, уделяется неоправданно мало внимания. Именно условия Земли с ее жидкой водой являются единственными из известных, подходящими для живых организмов. С другой стороны, жизнедеятельность и ее продукты, изменяющие состав и строение горных пород, представляют собой важный компонент криолитоге́неза. Микроорганизмы встречаются везде, и без их участия не обходится ни выветривание, ни перенос материала, ни седиментация, ни диагенез осадков (Розанов, 1999). Описано уже более 100 минералов, образование которых может быть связано с деятельностью бактерий (Tazaki et al., 1997). Установлено, что микроорганизмы выживают на Земле в условиях криолитозоны. Поэтому было бы неправильно исключать возможность жизни в космосе на том основании, что ее там пока

не нашли. Кроме того, этот вопрос имеет и огромное естественнонаучное и философское значение.

Жизнь на Земле, определяющая характер многих экзогенных геологических процессов, оказывает большое влияние на криолитозону, изменяя за счет изолирующего влияния растительности температурный режим поверхности, состав и строение слоя оттаивания и мерзлоты, газосодержание в мерзлых породах. Исследования жизни в мерзлоте в земных условиях могут совершенно поменять представления не только о возможности ее существования на других планетах, но и пролить свет на загадку ее происхождения, а также принести новые фундаментальные открытия в биологии.

Долгое время даже вопрос существования микроорганизмов в глубоких слоях литосферы не вызывал большого интереса; считалось, что жизнь на планете существует только в небольшом поверхностном слое. Однако микробная жизнь в литосфере существует и представлена особыми сообществами; примером могут служить метаногенные бактерии, выделенные на больших глубинах из подземных вод газовых месторождений..

Интересно, что поиски жизни на Марсе начались, возможно, даже ранее, чем изучение жизни в мерзлоте. Их история драматична и поучительна. Существовало несколько аргументов в пользу существования биосферы на Марсе, среди которых особенно убедительной была давно известная способность темных областей восстанавливаться после сильных пылевых бурь (Маров, 1987). Действительно, бури должны были бы покрыть

поверхность планеты однородным слоем пыли, если бы растительность не восстанавливала первоначальный вид. В то же время низкие давления и температуры, малое содержание воды в атмосфере, отсутствие кислорода делают Марс малоприспособленным для жизни. Однако известно, что в условиях, аналогичных марсианским, многие почвенные бактерии по крайней мере не погибают; их много в любом взятом наугад образце почвы на Земле. К сожалению, биологические эксперименты с марсианским грунтом не принесли результатов; высокий уровень ультрафиолетовой радиации на поверхности и обнаружение перекисных там соединений также оставляют немного надежд.

Дж. Бернал однажды сказал, что молекула ДНК, породившая некогда на берегу первобытного океана всю остальную жизнь, выглядит, пожалуй, даже менее правдоподобно, чем Адам и Ева в райском саду. Действительно, как за сравнительно короткий срок - а сейчас предполагается, что это около 500 миллионов лет или менее - могла возникнуть жизнь? Хотя представить прокариотную биосферу архея ранее 3.5 млрд лет затруднительно из-за отсутствия должных геологических данных. Напрашивается предположение, что она могла быть привнесена извне. В таком случае перелет потребовал бы огромного количества времени, и клетки, если все было именно так, должны были выжить при низких температурах космического пространства. Возможно, какие-то из привнесенных необычайно живучих организмов не изменились и живы до сих пор. Тогда древняя мерзлота именно то место, где их следует искать.

В последние годы появилось много материалов о возможностях живых организмов существовать в экстремальных условиях длительное время. Существует точка зрения (Г.А.Заварзин), по которой в истории происходило постоянное не развитие биосферы, а ее сужение. И экстремофилы на самом деле показывают ту большую область жизни, которая была, но постепенно исчезла по мере усложнения. Хорошо изучена способность некоторых видов бактерий переносить очень высокий уровень радиации. Установлено, что бактерии могут развиваться как при отрицательных, так и при очень высоких (до ста градусов) положительных температурах. Но, пожалуй, наиболее удивительным свойством бактерий является возможность индивидуального организма к длительному сохранению жизнедеятельности, находясь в неблагоприятных условиях. Недавно биологи университета штата Пенсильвания в США обнаружили живые бактерии в кристаллах соли, имеющих возраст 250 миллионов лет. Если учесть, что целенаправленные работы по поиску живых микроорганизмов в древних породах не проводятся, то возраст наиболее древних живых организмов на Земле еще не установлен. Столь необычные свойства бактерий, вероятно, связаны с их строением. Для биологов XIX века бактерии казались наиболее примитивными формами жизни, их ничтожные размеры казались несовместимыми со сколько-нибудь значимым морфологическим дифференцированием. Но уже в 1912г. появилась первая монография ("Бактериальная клетка" Мейера), показывающая сложность организации бактерий и выполняемых ими функций. К настоящему времени установлено, что бактерии представляют

собой сложнейшую систему, включающую в себя как ДНК, так и РНК. Удивительна возможность бактерий, при возникновении неблагоприятных условий, образовывать споры, переходя из живого организма, с динамично протекающими процессами энерго и массообмена, в покрытое жестким панцирем образование с замедленными (или остановленными) процессами метаболизма. Находясь в таком состоянии сотни тысяч лет (а возможно и сотни миллионов лет) и подвергаясь жесточайшим воздействиям внешней среды, бактерии при создании благоприятных условий, вероятно, могут возвращаться к своей обычной жизнедеятельности. Поразительно, что даже бактерии способны полностью или частично восстанавливать исходную структуру поврежденной ДНК. Существующая в бактериях система репараций сходна с аналогичными системами более высокоорганизованных живых организмов, включая человека. Утрата этого механизма играет решающую роль в онкогенной трансформации клетки и старении.

Перечисленные выше проблемы свидетельствуют о том, что изучение древних микроорганизмов является одним из важнейших направлений современной науки. Возможно, наибольших успехов в этом направлении можно добиться, изучая мерзлые породы.

Так как большая часть земной поверхности имеет температуру ниже 5°C, способность клеток к существованию при низких температурах имеет важное значение для их способности к выживанию (Morita, 1975). Первые свидетельства жизнеспособности микроорганизмов в мерзлоте появились в девятнадцатом столетии. Большинство исследований микроорганизмов

проводилось в Арктических и Антарктических мерзлых породах, которые не оттаивали в течение нескольких миллионов лет. Согласно этим результатам, некоторые выделенные из мерзлых пород бактерии оказались способны к росту при повышении температур до положительных значений (Gilichinsky и Wagener, 1995). Изучение мерзлых морских осадков с полуострова Ямал, выполненное одним из авторов летом 1999 года, подтвердило такую возможность. Эти отложения не таяли в течение, по крайней мере, последних сорока тысяч лет и имели среднюю температуру около -4°C . С.С.Абызов (Абызов и др., 1979) обнаружил во льду на Антарктической станции Восток бактерии, грибы, диатомеи и другие микроорганизмы. Цианобактерии были найдены глубоко в Антарктическом ледяном щите на глубине 3600 метров, их возраст соответствует возрасту льда на этой глубине и составляет около 500 тысяч лет. Рост выделенных штаммов происходит при широком диапазоне температуры от 4 до 50°C .

Большинство микроорганизмов не размножается при температурах ниже 0°C , хотя, как это было установлено впервые еще в 1887 году Фостером, имеются бактерии, способные к росту при отрицательных температурах. Метаболизм бактерий в вечной мерзлоте был отмечен при температурах около -20°C (Friedmann, 1994). Бактериальное сообщество было найдено в Антарктической вечной мерзлоте (Hubbard и другие., 1968). Имеются некоторые другие факты относительно роста бактерий ниже 0°C (Flanagan, Veum, 1974; Bunt et al., 1970; Kalinina, Holt и McGrath, 1994; Gilichinsky и Wagener, 1995; Clein и Schimel, 1995). Ферменты также активны

в почвах при температуре - 20°C. Некоторые дрожжи растут при температурах ниже 0°C. Вода внутри клеток не замерзает иногда и при температуре -20°C, это было, например, установлено для *Mytilus edulis* и *Littorina rudis* (Kanwisher, 1955). В настоящее время проблема развития бактерий при отрицательных температурах еще далека от своего разрешения. Считается, что в клетках микроорганизмов имеется ряд органических криопротекторов и используются сложные механизмы, чтобы защитить клетки от ледяной кристаллизации. Это позволяет им жить в течении нескольких лет в переохлажденном состоянии (DeVries, 1982). Таким образом, сегодня имеется ряд доказательств, что некоторые микроорганизмы, сохраняемые во льду и вечной мерзлоте в течение длительного времени, могут не только сохраняться в анабиотическом состоянии, но и продолжать жизнедеятельность.

Способны ли микроорганизмы в вечной мерзлоте к делению и росту? Не отрицая саму вероятность развития микроорганизмов в мерзлых породах, следует признать, что в реальных условиях она, по-видимому, трудно реализуема. Микроорганизмы в многолетнемерзлых породах находятся на самом краю возможного существования. Промерзание почвы и кристаллизация воды резко уменьшает способность к микробному росту. Поры замерзающей породы насыщаются на 85-90 % и более льдом, таким образом, микроорганизмы в вечной мерзлоте оказываются практически изолированными среди минеральных частиц и льда, лишены способности движения - пространство, которое занимают бактерии, возможно, лишь

немного больше их собственного размера. Следовательно, условия для роста отсутствуют или неблагоприятны.

Специально следует рассмотреть возможность проникновения в мерзлые толщи микроорганизмов извне. Казалось бы само строение мерзлых толщ должно способствовать этому, благодаря наличию пленок незамерзшей воды. Незамерзшая вода в мерзлых породах при отрицательных температурах - необходимый элемент их структуры. Однако проникновение микроорганизмов в мерзлые породы по пленкам незамерзшей воды, очевидно, невозможно, потому что отсутствуют проводящие пути соответствующего размера. Лишь в значительно засоленных породах это, по-видимому, возможно. Прослой незамерзшей воды при температурах - 3 и - 4°С очень тонкие. Их толщина составляет приблизительно 0.01 - 0.1 микрон, то есть, как правило, меньше, чем размеры микроорганизмов, которые составляют, по крайней мере, 0.3 - 1.4 микрон и более. Таким образом, можно предположить, что во многих случаях микроорганизмы, находящиеся в многолетнемерзлых породах, представляют собой не новые молодые поколения, и не привнесенные из вне, а древние первичные организмы.

Если микроорганизмы в вечной мерзлоте живы, но не способны к делению, какой механизм поддерживает их жизнеспособность? Рассмотрим стабильность белка и ДНК. Молекула ДНК содержит четыре азотистых основания, аденин (А), цитонин (Ц), гуанин (Г) и тимин (Т), из которых цитонин представляет собой наименее химически устойчивое соединение. Сама структура генетического кода для всего живого одинакова, а с

возникновением мутаций связана и проблема старения организма. Информационные молекулы наследственности ДНК, которые содержат информацию для построения других биомолекул, в результате действия мутаций повреждаются. Нарушение структуры молекул ДНК приводит к нарушению генетического кода, а это делает невозможным сохранение и передачу необходимой генетической информации, обеспечивающей развитие признаков, присущих организму. Сейчас принято считать, что именно вследствие потери части информации, хранящейся в ДНК, и происходит старение. Старение - это постепенное накопление дефектов в ДНК. По существу, продолжительность жизни определяется способностью репаративных ферментов «ремонтировать» поврежденные участки ДНК и тем самым сохранять информацию. Поскольку мутации происходят и в неделящихся соматических клетках, то именно мутации будут определять максимальную продолжительность жизни многоклеточных организмов. Известно, что белки клеток также не устойчивы, например сорок процентов белков печени крысы распадается в течение дня; максимальный период полураспада, установленный для белков - приблизительно 95 дней; для ДНК ткани мышцы это - приблизительно 5 дней (Dean, 1978). Белки мозга крысы распадаются через 32 дня (Битти и другие., 1967), много других белков и ферменты имеют чрезвычайно короткий, исчисляющийся минутами период жизни. В то же время, изучение теплового распада некоторых ферментов показало, что их максимальный период полураспада составляет

приблизительно 12 000 дня (Segal et al., 1969). Тем не менее, это - не тысячи лет.

Имеется мнение, основанное на экспериментах, что в организме в состоянии анабиоза не происходит никаких химических и биологических реакций (Hinton, 1968). С другой стороны, на клеточные структуры воздействуют температурные изменения, радиация, давление. Тепловое движение атомов и молекул также является сильным разрушающим фактором, потому что температура далека от абсолютного нуля. Цитоплазма клетки полностью не замерзает, очень вероятно, она не замерзает вообще, из-за температуры: значения -2° - -5°C недостаточно низки. Поэтому трудно предположить, что организм в анабиозе находится в состоянии термодинамического равновесия, которое в природных условиях недостижимо.

Молекулярные основы тепловой стабильности биологических материалов до сих пор представляют собой нерешенную проблему (Baker and Agard, 1994; Jaenicke et al., 1996). В целом, стабильность белка определяется величиной свободной энергии, G , для реакции "свернутая- развернутая структура" при физиологических условиях. Большинство белков характеризуются значением $G = 5 - 15$ ккал/моль. В терминах термодинамики, доля разрушенных областей структуры, отнесенная к доле упорядоченных областей (k) представляется следующей:

$$k = e^{-\frac{G}{RT}}$$

где G - свободная энергии перехода от упорядоченной области к случайной, ккал/моль; T - температура, °К; R - газовая константа, ~0,001989, ккал/моль*°К. Подобное выражение может быть использовано для приблизительной оценки времени существования T_e белков:

$$T_e = t \times e^{-\frac{G}{RT}},$$

где t - период температурных колебаний молекул, приблизительно 10^{-12} - 10^{-13} секунды. Вычисления на основе последнего выражения показали, что даже для условия $G = 30$ ккал/моль время существования молекулярных связей составляет менее 300 лет. Для периода температурных колебаний молекул 10^{-8} - 10^{-9} секунды и $G=20$ ккал/моль время существования молекулярных связей - менее года. Максимальное же известное значение энергии активации - приблизительно 45 ккал/моль; обычно - намного меньше (Александров, 1975). Приведенные оценки очень приблизительны, но и они показывают, насколько нестабильны белки и ДНК. Примечательно, что интерпретация экспериментальных данных по стабильности ДНК также показывает, что из-за неустойчивости цитонина максимальная продолжительность жизни ДНК составляет несколько сот лет и довольно слабо зависит от температуры. Небольшие изменения температуры, непредсказуемое влияние радиации и химических реакций в среде вечной мерзлоты - другие способы уничтожить биологический материал. Таким

образом, представляет настоящую загадку, как микроорганизмы выживают в тысячелетней мерзлоте.

Таким образом, живые микроорганизмы в вечной мерзлоте (если они появились там во время ее формирования) представляют собой уникальное явление - они должны иметь, очевидно, специальные механизмы восстановления структур клетки, склонных к разрушению из-за огромной продолжительности их существования. В этом случае они должны иметь структурные и биохимические особенности, которые их отличают от существующих микроорганизмов. Они могут иметь что-то подобное двум кольцам ДНК в клеточном ядре, найденным недавно специалистами в Институте Исследования Генома (Мэриленд, США) внутри *Deinococcus radiodurans*, который может переживать дозу радиации в 3000 раз больше, чем это необходимо для уничтожения человека.

Для исследования микроорганизмов в мерзлых породах были отобраны образцы из обнажений и подземных сооружений в нескольких районах. Одно из них расположено на левом берегу Алдана, в 325 километрах вверх по течению от его впадения в Лену, на Мамонтовой горе. Образцы были отобраны в 0.9-1 м глубже слоя сезонного оттаивания. Обнажение разрушается рекой (более 10-15 см в год), так что отложения, из которых отбирались образцы, находились, очевидно, в многолетнемерзлом состоянии. Они представляют собой тонкозернистые пески и алевролиты; их возраст соответствует среднему миоцену (Баранова и др., 1976). Похолодание началось здесь в конце плиоцена, около 3 - 3.5 миллионов лет тому назад.

Температура в январе была оценена Н.Т.Бакулиной и В.Б.Спектором (2000) от -12 до -32°C, а в июле от +12 до +16°C. Отложения, по-видимому, не оттаивали в плейстоцене из-за холодного климата Якутии. Таким образом, возраст мерзлоты на Мамонтовой горе, вероятно, может достигать 3.5 миллионов лет. Кроме того, были отобраны образцы из повторно-жильных льдов ледяного комплекса как в Якутии, так и на Аляске: в тоннеле Фокс и на золотом руднике вблизи Фербенкса. Были также опробованы стенки подземелья Института Мерзлотоведения им. П.И.Мельникова в Якутске.

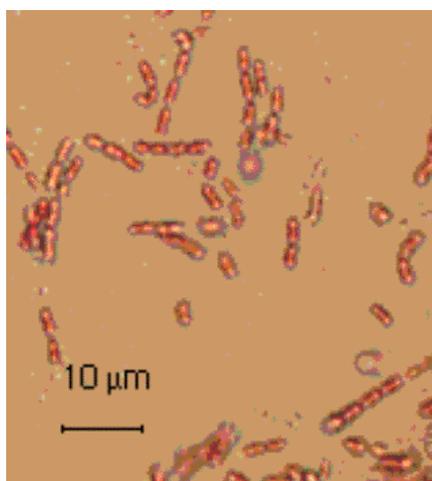


Рис. 34. Бактерия из мерзлых отложений Мамонтовой горы

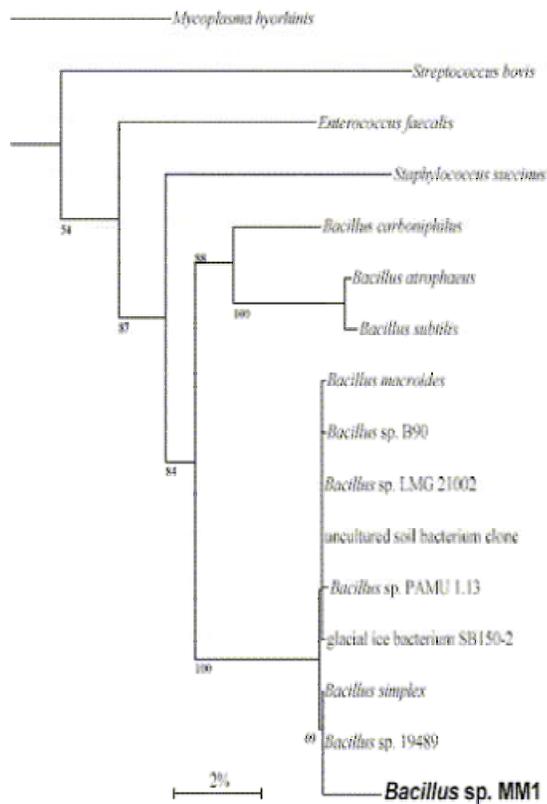


Рис. 35. Филогенетическое дерево для бактерии с Мамонтовой горы

На Мамонтовой горе в мерзлых миоценовых отложениях была найдена бацилла (рис. 34), способная к аэробному и анаэробному росту в средах GYP, MRS и NA; оптимальная температура роста $+37^{\circ}\text{C}$. Она также росла при -5°C . Бацилла представляет собой сравнительно большую (1-1.5 x 3-6 микрон) палочку, которая в культуре соединяется в цепи, и способна образовывать споры круглой формы. Она неподвижна и обладает гемолитической активностью. При температуре -5°C бацилла росла как в замороженной, так и в переохлажденной среде. Ее филогенетическое дерево представлено на рис. 35; родственные виды включают *Bacillus simplex*, *B. macroides* и другие.

Последовательность нового бактериального гена rRNA 16S из образцов Мамонтовой горы была депозирована в DDBJ/EMBL/GeneBank под номером AB178889, идентификационный номер 20040510203204.24251. Рост бацилл при низких температурах наблюдался ранее (Ashcroft, 2000); известно, например, что *Bacillus anthracis* легко переносит замораживание (Luyet и Gehenio, 1940). Однако, оптимальная температура роста найденной бациллы довольно высока. Несмотря на то, что она может расти и ниже нуля, колоний на отобранных образцах не наблюдалось. Споры бацилл известны как наиболее резистентные (Nicholson и др., 2000); так, они были найдены в янтаре с абсолютным возрастом 120 миллионов лет. Поэтому находка живой бациллы в древней мерзлоте Мамонтовой горы в целом не удивительна. Насколько активна ее жизнь в мерзлоте, однако, неясно; это относится и к микроорганизмам, выделенным из льдов Центральной Якутии и Аляски.

Из повторно-жильных льдов Якутии и Аляски было выделено несколько видов микроорганизмов. Многие из выделенных бактерий грамм-положительны и близки к *Arthrobacter* and *Micrococcus* spp., а грибы - к *Geomyces* sp. Большинство изолятов оказались способны к росту при -5°C , но не росли при $+30^{\circ}\text{C}$. Интересно, что ДНК метаногенов нескольких групп была также обнаружена и идентифицирована в аллювиальных мерзлых отложениях Якутии. Их исследование не закончено; пока не ясно, имеем ли мы дело с живыми метаногенами. Однако инкубация этих многолетнемерзлых отложений принесла положительные результаты: наблюдалась эмиссия метана при -5°C . Исследования метаногенов

представляются перспективными; последние могут оказаться ответственными за большое содержание метана в многолетнемерзлых отложениях.

В подземелье Института Мерзлотоведения им. П.А.Мельникова, на глубине около 7 метров на стенах найден белый грибной мицелий. Похожий мицелий наблюдается и на стенках тоннеля Фокс на Аляске. Идентификация выделенного вида (штамм PF) была основана на его морфологических характеристиках (рис.36) и анализе последовательности нуклеотидов амплифицированной 18S rRNA; он близок к *Penicillium echinulatum* и, возможно, представляет собой новый вид. Образцы из мерзлых отложений были подготовлены вместе с образцами штаммов *P. echinulatum*, полученных из банка культур, и инкубированы при температурах 25°C, 5°C и -5°C. Характеристики прорастания спор и роста штамма PF из мерзлых отложений и штаммов IFO 7760 and IFO 7753 *P. echinulatum* при более низких температурах оказались различными: штамм PF сравнительно быстро рос при -5°C (рис. 37). Выделенный штамм *Penicillium echinulatum* в подземелье Института Мерзлотоведения им. П.И.Мельникова в Якутске, несмотря на его адаптацию к холоду и условиям питания, вполне может быть современным, занесенным с поверхности. Кроме того, этот гриб растет только в аэробных условиях. Поэтому и его способность к росту в мерзлоте сомнительна.

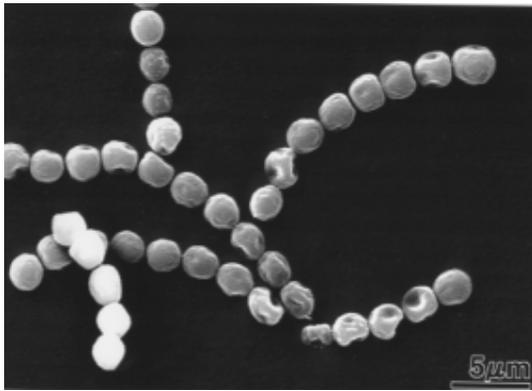


Рис. 36. Споры *Penicillium echinulatum*; снимок под электронным микроскопом

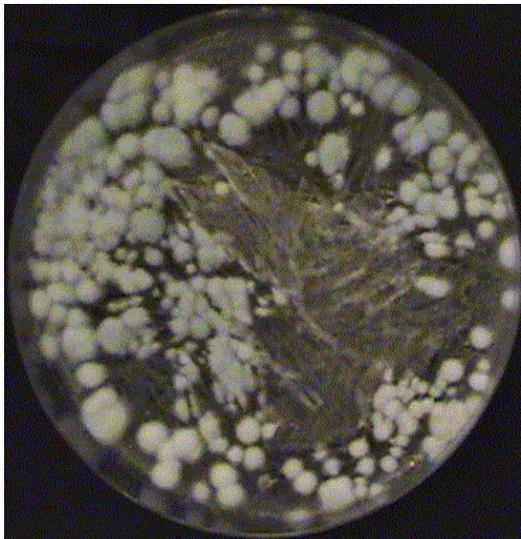


Рис. 37. Рост *Penicillium echinulatum* из подземной лаборатории Института Мерзлотоведения им. П.И.Мельникова; температура -5°C

В целом, однако, имеются очевидные свидетельства о том, что ряд живых микроорганизмов в мерзлых породах, возможно, имеет возраст аналогичный времени промерзания отложений. Несмотря на то, что древние

живые микроорганизмы встречаются в различных климатических зонах, мерзлые породы являются наиболее благоприятной областью для их сохранения. Длительное (до сотен, а может быть и более миллионов лет) существование живых микроорганизмов не может быть объяснено с позиций замедления жизнедеятельности при анабиозе и требует изучения механизмов, поддерживающих функционирование клеточные структуры при столь продолжительном существовании. Разгадка этих механизмов позволит, вероятно, радикально пересмотреть взгляд на возможности жизни и человеческого организма. Несмотря на то, что целенаправленные исследования мерзлых пород продолжается уже более 100 лет, микроорганизмы в них изучены слабо. Поэтому геокриология оказалась не вполне готова к объяснению фактов, появившихся в последнее время – таких, например, как значительное содержание биогенного газа в мерзлых породах. Исследование древних микроорганизмов в мерзлоте имеет большое теоретическое и практическое значение, и несомненно, приблизит к решению ряда фундаментальных проблем. Среди них такие, как происхождение жизни на земле, а так же возможность переноса живого вещества в космосе; создание медицинских препаратов, обеспечивающих увеличение продолжительности жизни; понимание роли микроорганизмов в формировании состава и строения мерзлых пород, и их участие в криолитогенезе.

4.5. Выводы

ГЛАВА 5. КРИОСФЕРА И ЧЕЛОВЕК.

«Мерзлота, как тройной символ - природы, народа и личности, таит в себе силы разрушительные и творческие. Выходя наружу, они могут стать губительными. Золото, таящееся в мерзлоте, обращается в золотой пожар, губящий достояние ороченов – тайгу мох, (пожар), разгоняющий дичь – источник их жизни. Пожары производят золотопромышленники – их погоня за золотом – источник бедствий, а потому и вырождения ороченов. Вечная мерзлота разрушается, когда ее начинают «обживать» и «освоять». Отсюда – «не трогай мерзлоты» ороченов. Но то же – о душе. Прикрытые мерзлотой таятся в ней горечи, обиды и печальные наблюдения прошлого. Не надо копать в ее недрах. Мерзлотная бодрость дает силу справиться с разрушающими силами хаоса. Мерзлота – это эллинство».

о. Павел Флоренский

8.1. Криосфера как социально-экономический фактор

Рассматривая криогенные системы различного уровня и в разнообразных средах, нельзя оставить в стороне вопрос о том, какова взаимосвязь криосферы и социосферы. Образует ли взаимодействие человеческого общества какие-либо системы со своими внутренними связями и определенным типом взаимодействия с внешней средой. Частично мы на

этот вопрос отвечаем рассматривая криогенные природно-технические системы. Но в случае ПТС мы имеем дело с крупными современными инженерными сооружениями или поселениями, значительно трансформирующими области криосферы (в основном криолитозону). При этом тип хозяйствования и отношение к окружающей среде вырабатывается в более южных районах и направлен больше на противоборство человека и криосферы. Сравнительно недавно были модными лозунги «покорения Арктики» и «освоения Севера». Сейчас подходы стали более прагматичны, но не менее, если не более, разрушительны для криосферы. В то же время тысячелетний опыт обитания человека в холодных регионах дает немало примеров их гармоничного сосуществования.

По современным представлениям человек формируется в результате взаимодействия его генотипа с внешней средой. Поэтому и культура народа, его традиции, особенности хозяйственной деятельности, во многом представляет собой не что иное, как продукт взаимодействия с внешней средой обитания (Голубчиков, Ерохин, 2003).

Место и обстоятельства появления современного *Homo sapiens* до сих пор предсталяют собой некоторую загадку. Следы его существования были обнаружены в разных точках Европы. Самым древним представителем вида считается *Homo sapiens steinheimensis* из Германии и Сванскомба в Англии. По неизвестным, а для нашего рассмотрения весьма любопытным причинам он был обнаружен в странах, находявшихся в непосредственной близости от ледников. В то же время остатки более поздних форм *Homo sapiens* были

открыты в более комфортных Палестине, Родезии и на Яве. Человек современного физического типа в целом формируется примерно около 40 тыс. лет назад в эпоху верхнего палеолита. Важно, что это время огромные территории Северного полушария были покрыты ледниками. Обычная географическая зональность стиралась, и на многие тысячи километров – почти через всю Евразию тянулся обширный пояс приледниковой единой зоны с монотонными природными условиями. У основания ледника простиралась тундра, за ней следовала холодная и сухая степь с зарослями карликовой березы, полярной ивы и других полярных форм. Казалось бы что суровым климатическим условиям должны соответствовать какие то примитивные формы жизнеобитания человека. Между тем данные археологии свидетельствуют что на огромных плоских заледенелых пространствах сформировалась структурная организация общества просуществовавшая десятки тысяч лет вплоть до наших дней. Проиллюстрировать это можно на примере хорошо изученной палеолитической стоянки Сунгирь, расположенной недалеко от Владимира. Ее радиоуглеродный возраст установлен в 25 – 24 тыс. лет назад(Орешкин, 1987). Там были открыты несколько погребений, густо покрытых охрой. Реконструкция показала, как одевались люди той эпохи. И мужчины и женщины носили просторные меховые или кожаные рубахи, кожаные штаны, соединенные с легкой обувью типа мокасинов, затем что-то вроде унтов или пимов выше колен и меховые шапки. Сверху одевался плащ или просто выделанная шкура, которая застегивалась спереди длинной костяной

булавкой. Одежда была покрыта тысячами костяных бус, были найдены костяные перстни, и оружия составные кинжалы, копья, дротики, проколки, резцы. Судя по богатому убранству, в Сунгире были похоронены члены родовой знати. Жилье представляло собой неглубокие ямы перекрытые кольями и обтянутые шкурами. Внутри были найдены следы костяных. Характерно, что для верхнего палеолита отмечается расцвет искусства. В обширной области от Сибири до Западной Европы в эпоху ориньякской эпохи (18-25 тыс.летдо.н.э.) были распространены женские статуэтки из слоновой кости (Венеры), фигурки животных, прекрасная по своей художественной выразительности живопись на стенах пещер. Основным источником существования была загонная охота, что подразумевает слаженные действия целых коллективов на обширной территории. В настоящее время на местах загонов (крутые обрывы, болотистые низины) находят сотни и тысячи остатков животных. В Северной Моравии на становище Пржедмост были обнаружены остатки не менее чем тысяча мамонтов (Археология Западной Европы, 1973). Большую роль в рационе древних людей играли северные олени. Северный олень зимой живет на юге, в окраинной полосе лесов, летом откочевывает на сотни километров на север. Верхнепалеолитические охотники, кочуя вслед за оленями, осваивали огромные пространства.

Важнейшим достижением человеческой культуры является появление искусства. Основываясь на исследованиях последних десятилетий (Leroi-Gourhan, 1989), можно заключить, что графическое искусство, например,

появилось приблизительно 33000 лет назад, в течение последнего ледникового периода (эпоха Вюрм), в Верхнем Палеолите (культура Ориньяк и Мадлен в Европе), и достигает своего апогея в течение культур Сolutре и Мадлен (22000-10500 лет назад). Оно состоит из множества образов, вырезанных или выцарапанных на камне и кости. Миниатюрная графика при этом несколько более широко распространена, чем наскальная, найденная в пещерах, особенно в Dordogne и Ariège областях Франции и в Cantabrian Испании (рис. 38).

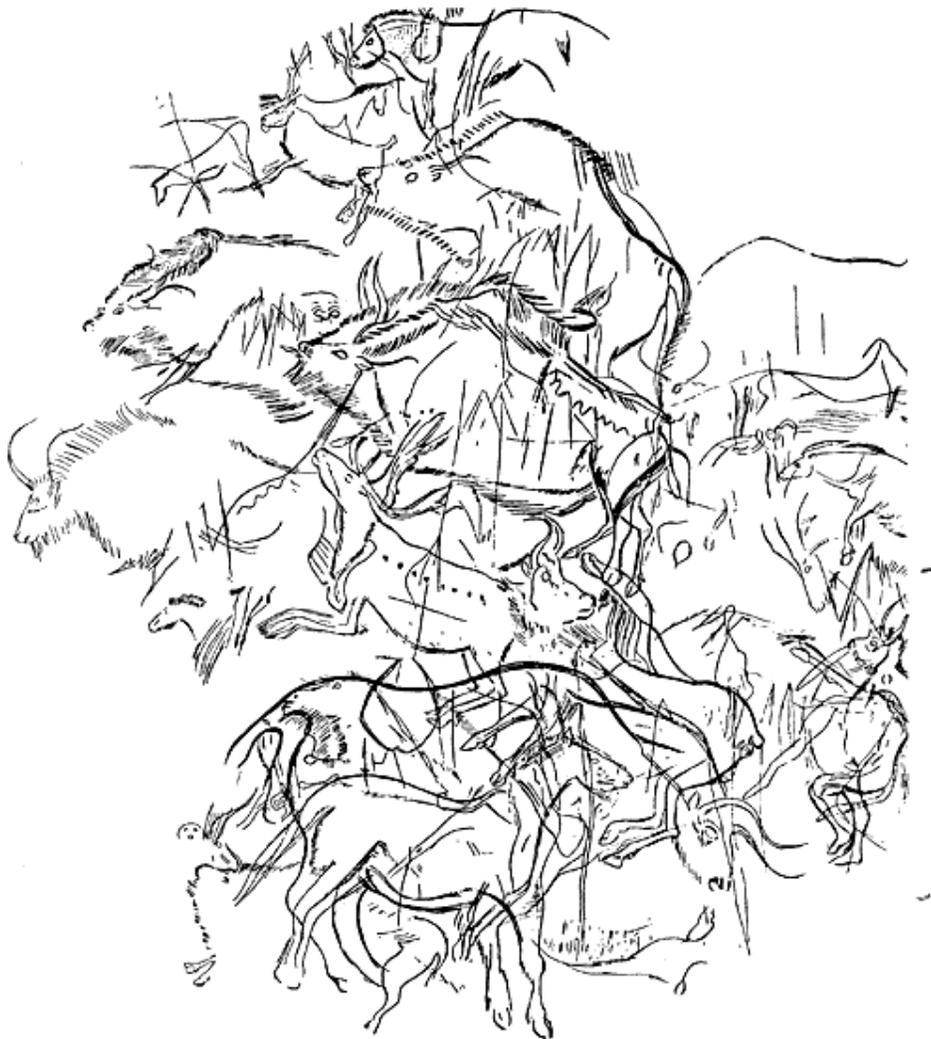


Рис. 41. Лошади, олени и бизоны - частый предмет палеолитических рисунков во Франции (Les Trois-Freres, Montesquieu-Avantes, Ariège), перерисовка Н. Breuil

Такая графическая деятельность исключительно связана с современным *Homo sapiens* в различных районах в Африке, Австралии, Ближнем Востоке, и Восточной и Западной Европе. Появление графической культуры, по-видимому, исторически, а, возможно, и не только исторически, совпадает с появлением языка. Однако самым удивительным является совпадение этих важнейших событий с похолоданиями.

На рис. (39) и (40) представлены изменения температуры по данным Petit и других (1999) и временная шкала развития культур (Leroi-Gourhan, 1989). Поражает воображение то, что расцвет палеолитической культуры и появление гениальных по своей выразительности и эстетическому значению рисунков в эпоху Мадлен (Magdalenian), свидетельствующее о приходе на Землю разума, по меньшей мере равного современному, приходится приблизительно на время максимального развития ледников, наиболее холодный период в человеческой истории. Возможно, появление искусства среди отчаянного холода эпохи Вюрма произошло впервые не только на Земле, но и вообще во Вселенной. Едва ли этот странный факт может быть объяснен одной необходимостью выживания в суровое время; представляется, что настоящее объяснение требует обстоятельного исследования.



Рис. 39. Температуры прошлого; реконструкция по данным изотопного состава кислорода в Антарктическом льду на станции Восток (Petit и др., 1999)

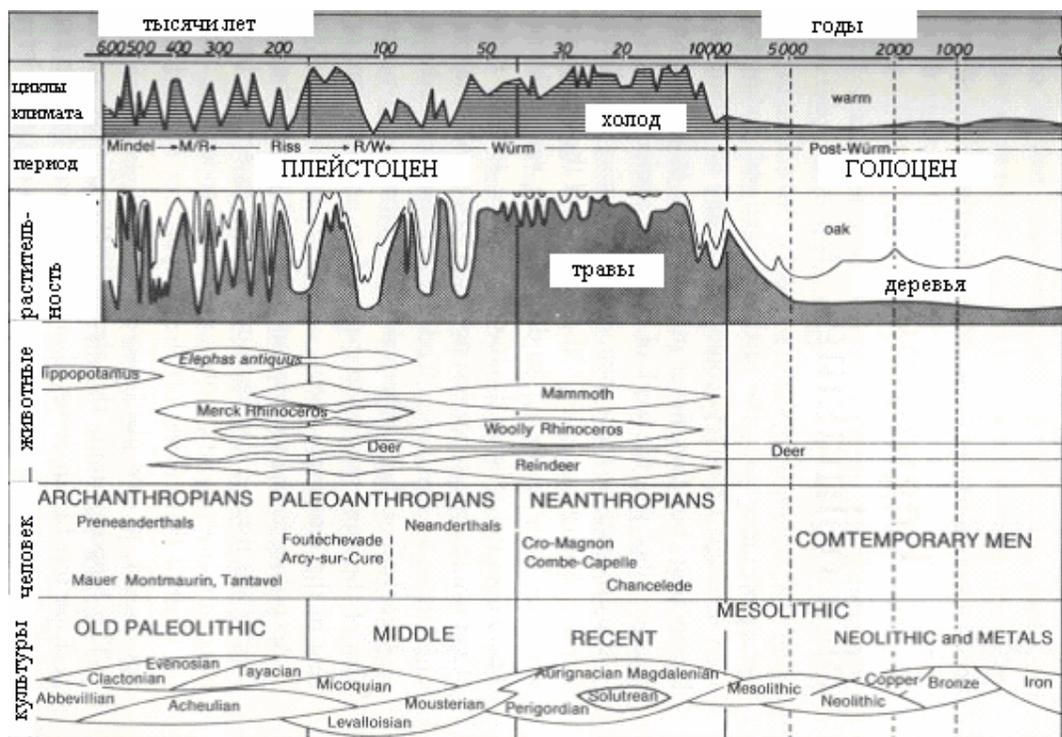


Рис. 40. Временная (годы, сверху) шкала изменений сверху вниз: температуры, растительности, развития животного мира и человеческих культур (Leroi-Gourhan, 1989)

Интересно, что свои шедевры они создавали вдали от постороннего влияния, в глубинах пещер, под многотонной защитой камня. Как те ранние люди работали в таких условиях и почему они беспокоились? Эти и другие вопросы пока остаются неясными.

В целом можно сделать вывод, что в верхнем палеолите складывается особый тип природопользования, целиком обусловленный соответствующей природной средой, а именно сильнейшим влиянием криосферы на жизнедеятельность человека. Эти же суровые условия сформировали элементы технологий, социальной организации, искусства, мировоззрения которые стали основой всего последующего развития человечества. Именно суровые условия заставили людей придумать одежду, обеспечившую им выживание при любых морозах (она практически не изменилась у северных народов). Специфика загонной охоты, а так же необходимость постоянных кочевков обусловили соответствующую социальную организацию – родовую общину не превышающую 30-40 человек (Археология Западной Европы, 1973). Постоянные перемещения в суровых условиях способствовали появлению соответствующего жилья, создаваемого из костей крупных животных, или деревянных шестов покрытых шкурами. Данный тип жилья и сейчас с успехом используют северные народы. Было освоено получение огня, что позволило выживать в любых экстремальных условиях. В это время уже существовали представления о загробном мире. Погребения сопровождалось сложными ритуалами: людей хоронили в щедро украшенной

одежде, с различными предметами. Мертвых засыпали минеральной краской, часто в определенных позах (скорченное или сидячее положение).

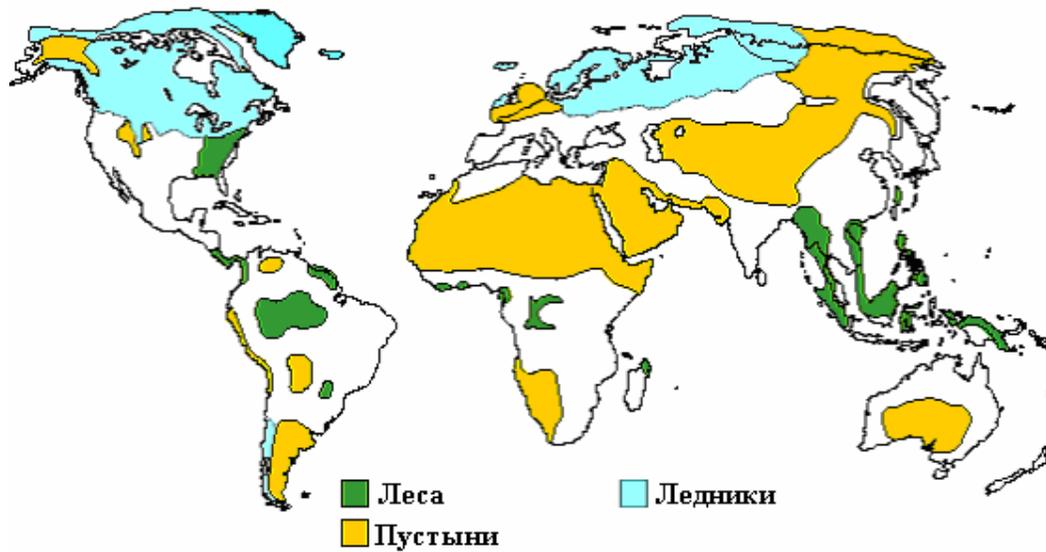
Верхнепалеолитическое общество было хорошо адаптировано в существующую природную среду. Именно поэтому соответствующие этому периоду стоянки найдены на огромных пространствах. Самая северная в мире в мире палеолитическая стоянка Берелех в низовьях Индигирки (около 71° с.ш.) датируется возрастом около 35 тыс. лет. Можно только представлять, какие жестокие холода были в то время в этом районе Сибири, если даже в наше сравнительно теплое время недалеко от тех мест находится Полюс холода в Евразии. В предгорьях Полярного Урала (деревня Бызовая) возраст стоянки 18-19тыс.лет до н.э.(Голубчиков, 1996).

В целом можно констатировать, что под непосредственным влиянием криосферы сформировалась социальная структура обусловленная особым типом природопользования. И определяющим в этом случае был именно природный фактор. В расовом отношении палеолитическое население проживающее в зоне распространения мерзлых пород отличалось разнообразием, встречаются европеоидные, монголоидные и даже негроидные типы (Мартынов, 1996).

Высокоэффективные и, скорее всего, избыточные методы ведения хозяйства несомненно оказывали серьезную нагрузку на природную среду. Но пока стабильное существование огромных площадей мерзлых пород обеспечивало условия существования для бесчисленных стад крупных млекопитающих, палеолитическое общество динамично развивалось.

Около 10-11 тыс. лет назад наступило потепление, ледник стал интенсивно разрушаться, мерзлые породы таяли, их ареал распространения переместился к северу. Сменились ландшафты. На месте тундры и холодных степей сформировались непроходимые леса и болота (рис. 41).

Последний ледниковый максимум, около 18000 лет назад



Голоцен, около 5000 лет назад

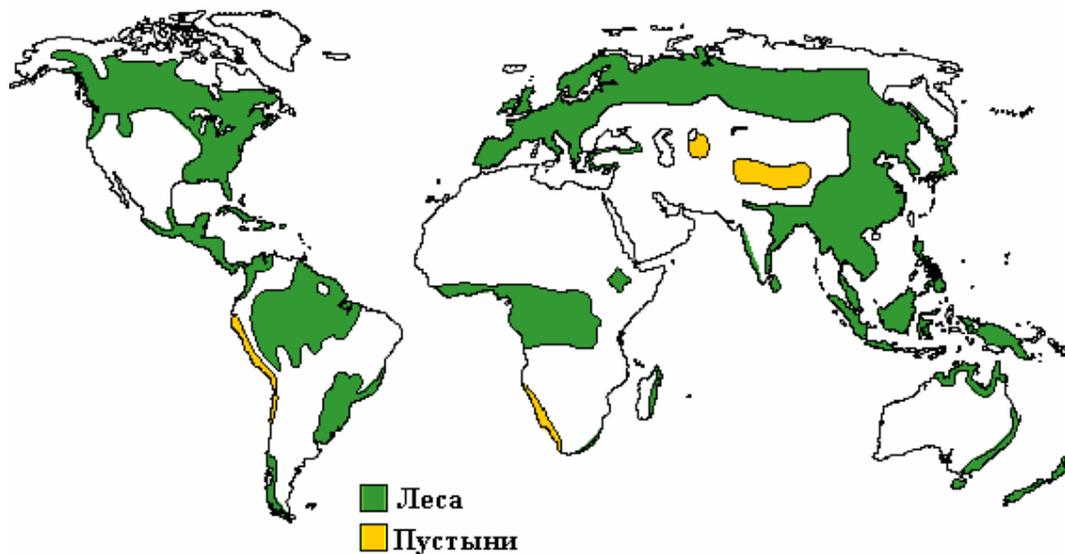


Рис. 41. Изменение ландшафтных условий в голоцене.

Пространства стали не соединять, а разделять. Из природной среды выпал основной элемент поддерживающий ее криолитозона. И наступил кризис, не только природный но и социальный. Этот период получил название «неолитической революцией производящего хозяйства». Природа уже больше не могла обеспечить кормовую базу и условия обитания для крупных млекопитающих. С другой стороны человек продолжал так же как прежде интенсивно уничтожать их.

Здесь впервые произошло, то что потом будет происходить постоянно. Человек, гордо назвавший сам себя разумным, накапливает знания и умения по добыванию себе благ, всегда неосмысленно направляет их на природу, и всегда берет лишнее. Так произошло в конце палеолита - произошел переход от присваивающего к производящему. Прежние формы хозяйствования, да и то в сильно измененном виде остались только в районах распространения полярной тундры. Основой для жизни стало оленеводство, добыча морского зверя и рыболовство. Технологии, искусство в значительной степени законсервировались и деградировали.

Новый тип хозяйства базировался уже на новых технологиях, земледелии и животноводстве. Люди стали менее подвижны. Сельхоз уголья, домашний скот, строительство жилья из дерева сделал их более независимыми от изменения природы. Нас интересует прежде всего взаимоотношение нового типа природопользования с криосферой. Основа

прежнего типа хозяйствования – охота давала все сразу и пищу, и одежду, и жилье, и орудия, и динамичность перемещения в пространстве. В отличие от прежнего постоянного взаимодействия влияние криосферы на человека, становится эпизодическим, сезонным, но от этого не менее значимым. Именно периодическое наступление криосферы в виде суровых зим стало организующим для всей хозяйственной деятельности. Заготовка продуктов, дров, строительство домов и теплых помещений для скота, добыча мехов для одежды и многое другое было направлено чтобы пережить зиму. Весной все начиналось по новому. Криосфера как бы отступила, но продолжала регулировать хозяйственную деятельность. В тропических и субтропических областях влияние криосферы очень слабо и реализуется через небольшие сезонные изменения климата. Для европейских народов необходимость постоянного напряжения для поддержания и развития своего хозяйства привело к значительному технологическому прогрессу. Который реализуется в современном мире, как «европейская цивилизация».

Именно динамика криосферы (развитие наземных ледников, а главное перигляциальных условий) послужила основой резкого развития человеческого общества и его быстрого распространения в пространстве.

В целом можно выделить несколько типов особенностей взаимодействия человека и криосферы.

Палеолитическое общество в средних и северных широтах Евразии можно назвать криодетерминированным, поскольку и структура среды обитания и вся жизнь человека на огромных пространствах Евразии в это

время целиком определялись именно состоянием криосферы. Современные народы Арктики сохраняют, хотя и в упрощенном виде, традиции того времени. Идентична с верхнепалеолитическими аналогами одежда (анорак, парка, унты), разборные, легко перемещаемые и отлично сохраняющие тепло жилища (чумы). Такой же упор на максимальном использовании животных как ресурса жизнеобеспечения. Например современные оленеводы, как и верхнепалеолитические охотники практически все необходимое получают от оленя (одежда, питание, транспорт, жилье). Но сам олень как и мамонт прежде зависит от тундровых полярных ландшафтов обеспечивающих ему кормовую базу. То есть само существование оленеводческих народов Арктики целиком зависит от состояния криосферы. Причем зависит постоянно круглый год.

Земледельческое общество средних широт можно определить как криоциклическое. Здесь влияние криосферы выражается не постоянно, а циклически при смене сезонов. Ежегодный цикл воздействия криосферы фактически определяет весь уклад жизни человека (для кочевых народов сезоны связаны только с миграцией, а не с изменением хозяйственной деятельности). В двадцатом веке за счет создания мирового рынка наблюдается тенденция преодоления этой цикличности. В любое время года в любую точку земли может быть доставлены любые продукты и материалы. В любой, даже самой северной стране, создается среда обитания не зависящая от внешних условий. Такое нарушение цикличности хозяйствования (своего рода наступление на криосферу) приводит к

существенному дополнительному расходованию энергии и природных ресурсов. Это несомненно ускоряет их истощение и приближает очередной экологический кризис. Homo sapiens настойчиво, но неразумно, стремится преодолеть влияние создавшей его и обеспечившей ему динамичное развитие суровой и гармонизирующей среды – криосферы. В последние десятилетия человек даже смог существенно повлиять на нее. И сразу получил ответ – глобальное потепление климата и реакцию криосферы на него (таяние ледников, деградация мерзлоты, уменьшение ледяных покровов на морях).

В двадцатом веке промышленно развитые страны стали интенсивно осваивать полярные регионы для добычи биоресурсов, минерального и органического сырья. И вновь какой уже раз человек разумный поступает совершенно неразумно. Не принимая в расчет даже уже имеющиеся знания о функционировании криогенных систем в биосфере, гидросфере, атмосфере, литосфере, используя техническую мощь и технологии разрабатываемые для южных регионов, человек в который уже раз готовит очередной системный экологический кризис. Он заключается прежде всего в том, полярные ландшафты, поскольку их основой являются льдистые породы, очень чувствительны к тепловым воздействиям. Строительство тепловыделяющих сооружений, нарушение растительного и почвенного покрова повышают температуру пород и усиливает их таяние разрушение. Соответственно возникает цепь нарушений растительных сообществ и биоценозов.

Как показывают выше приведенные материалы, криосфера во многом способствовала появлению современного человека, постоянно влияла и

контролировала развитие человеческого общества. В результате, как уже было показано, формируются не только определенные криогенные ПТС, но и определенные устойчивые структурные связи внутри социума (традиции, культура, мировоззрение, хозяйственные связи и др.). Их можно определить как криосоциальные системы. Они отражают связь определенного социума с криосферой и позволяют оценить его изменения при различных преобразованиях природной или общественной среды. Данный подход является междисциплинарным (составными частями являются этнография, экология, культурология, история и др.) и еще не реализовался в определенном научном направлении, но несомненно перспективен.

Условия жизни в холодных районах определяют многие культурные традиции. Например, обилие различных праздников у народов Севера не случайно. Суровая жизнь толкает людей на более тесное, обогащающее общение. У современных северян, однако, как правило, нет настоящей сложной религии, которая укрепляла бы их. Но они верят в загробную жизнь и в существование духов, в особенности злых. Может быть, потому, что, не имея особых оснований быть благодарными Богу, они и не создали его. Они в своей повседневной суровой и скудной жизни противостоят и природе, и своей темной шайке духов. Стужа, разбухшие от снега тучи, ледяной ветер: казалось бы, люди должны быть хмуры, как небо над ними. Наоборот, они приветливы и улыбки – часто больше, чем обеспеченные всем, но стремящиеся получить еще представители так называемой развитой западной цивилизации.

Сегодня на Севере сохраняются многие традиции язычества. Например, праздники, появившиеся в последние десятилетия, по сути, являются адаптированными к местным условиям. Например, популярный в населенных пунктах Заполярья праздник под названием «Тиркыкэмэт» - так его называют на Чукотке. Он проводится в начале – середине февраля, когда после полярной ночи появляется солнце, и посвящен его встрече. К сожалению, сегодня северяне молодого и среднего возрастов забывают родной язык, перенимают чуждые им, худшие традиции пришельцев другой культуры. Вместо того, чтобы развивать присущие многим представителям северных народов удивительные способности к живописи и музыке, они получали, да и получают сейчас, стандартное образование, ориентированное на развитую промышленную индустрию. Они воспитывались в интернатах, где преподавались только русский и иностранный языки, а книги на родном языке отсутствовали. В современных национальных селах также практически нет родной языковой среды.

Однако культура, созданная в суровой тундре, несет в себе черты, которые еще предстоит выработать в себе представителям культур, которые считаются высокоразвитыми. Например, скромность, самоограничение, минимальную энергоемкость. Постороннему человеку, пришедшему в тундру, иногда невозможно отыскать в ней следы жизнедеятельности оленеводов - настолько слабым являются их воздействие на окружающую среду. Растительность, водоемы, почва остаются практически незагрязненными, несущими первозданные черты. Будущее Земли,

страдающей от перенаселения и истощения ресурсов, возможно, будет определяться способностью человечества к такому самоограничению; эти особенности являются принадлежностью не прошлого, а, скорее, будущего. Исследование и распространение удивительной культуры Севера имеет перспективу, которая скоро может стать направлением развития всего остального мира.

5.2. Природно-технические системы криосферы.

В развитии ПТС в криолитозоне можно выделить несколько стадий. На начальной стадии(с момента возведения первых инженерных сооружений) происходит резкое расширение пространственных границ ПТС на поверхности ландшафтов и внутри толщ пород. Этот временной интервал характеризуется существенно нестационарными термовлажностными полями в грунтах (Попков, 1996).

Зрелая стадия ПТС соответствует установившемуся состоянию или трендовому (однонаправленному с постоянной скоростью) изменению физических полей в грунтах, когда природная среда в целом и массивы горных пород находятся в устойчивом динамическом равновесии со сложившейся инфраструктурой инженерных сооружений. Одновременно стабилизируются или даже сужаются пространственные границы ПТС (по простиранию), но продолжается их продвижение вглубь грунтовых массивов с постоянной скоростью(Попков, 1996).

Ранняя стадия развития ПТС продолжается в среднем 60 лет. В этот период формируются параметры распределения температур в грунтах соответствующие технологии производства (вплоть до оттаивания по тепловыделяющими сооружениями), заканчивается активное проявление инженерно-геологических процессов, деформации существующих объектов обустройства (Попков, 1996). При дальнейшей эволюции (зрелая стадия развития) ПТС происходит медленное, с постоянной скоростью, продвижение фазовых и температурных фронтов вглубь криолитозоны в местах размещения наземных тепловыделяющих сооружений (Попков, 1996).

В зависимости от масштабов рассмотрения можно выделить несколько уровней ПТС: 1 – элементарная ПТС, связанная с взаимодействием отдельного сооружения с мерзлыми породами; 2 - хозяйственный комплекс, включающий совокупность сооружений объединенных для выполнения определенных хозяйственных задач (предприятие, населенный пункт и т.д.; 3 - отраслевой. Каждой отрасли хозяйства соответствуют свои особенности взаимодействия техногенной и природной составляющих, поэтому следует выделять отраслевую специфику природно-технических систем. Выделяются следующие их типы: жилищный, промышленный, горнодобывающий, транспортный (Геокриологические опасности, 2000). Каждый тип включает определенный набор основных сооружений, соответствующий им набор техногенных воздействий на криолитозону.

Жилищный – жилые здания, улицы, санитарно-технические сети, вытяжные и напорные башни складские и озелененные площадки, зоны

рекреации.

Промышленный – промышленные сооружения, градирни, резервуары, дымовые трубы, эстакады, отдельно стоящие опоры, складские площадки, закрома, проезды, санитарно-технические сети.

Горнодобывающий – промышленные здания, шахты, карьеры, скважины, резервуары, водонапорные башни, копры, отдельно стоящие опоры, эстакады, проезды, складские и хозяйственные площадки.

Транспортный – транспортные здания, автомобильные и железные дороги, водоводы, газопроводы, нефте- и продуктопроводы, взлетно-посадочные полосы, мосты, водонапорные башни, отдельно стоящие опоры, складские и хозяйственные площадки.

Рассмотрим отраслевую специфику формирования криогенных ПТС на примере объектов газодобывающей промышленности в Западной Сибири (Уренгойский НГКМ) (Дроздов, 2004). Для ПТС данного типа характерны следующие виды сооружений:

1. Транспортные сооружения - автодороги, железные дороги, мосты, магистральные трубопроводы, а также техногенно-измененные породы зон влияния этих сооружений.

2. Газопромысловые сооружения и технологические карьеры, а также техногенно-измененных породы зон влияния этих сооружений

3. Сельскохозяйственные угодья и техногенно-измененные породы зон из влияния.

4. Комплекс водозаборов и гидротехнических сооружений техногенно-

измененных пород зон влияния

5. Свалки промышленных и бытовых отходов, а также техногенно-измененные породы зон их влияния.

Наибольшее развитие на осваиваемой площади получила дефляция. Большинство современных песчаных раздувов приурочено к карьерам, дорогам и кустам скважин. Их размеры 0,1-6 км. Второе место по интенсивности занимают техногенное заболачивание и затопление. Дорожные насыпи и обваловки трубопроводов перехватывают поверхностный и грунтовый сток даже в незначительных, понижениях, приводя к образованию болот и узких вытянутых озер. Нарушение теплообмена при снятии почвеннорастительного покрова активизирует термокарст. Широко развиты две его формы: (а) термокарстовые западины, озерки; (б) "четкообразный дренаж" (термокарст по руслу ручьев). Очагами активизации являются вездеходные колеи, зимники, опоры ЛЭП, траншеи и т.д. Резкая активизация эрозии связана с прокладкой дорог, зимников, трубопроводов, а также с эксплуатацией карьеров. Это приводит к повышению температуры ММП на 1-2°C за 20 лет. Повышение вызвано в основном с отепляющим влиянием снегонакопления вблизи разного рода отсыпок и с разрушением почвенно-растительного и торфяного покрова при строительных и других работах. Местами отмечается понижение температур ММП, вызванное увеличением суровости условий при уничтожении растительного (лесного) покрова.

Общей классификации криогенных ПТС в настоящее время еще не

создано, но интенсивность проводимых в этом направлении работ показывает, что эта данная проблема будет решена в ближайшее время.

8.3. Искусственные криогенные системы.

Искусственные льды обладают своеобразной, отличной от естественной географией распространения на Земле. Человек определяет формирование того или иного типа льда с заданными свойствами в тех регионах, где природные факторы не позволяют формироваться льду в естественных условиях. После создания холодильников и хладоагентов искусственные ледяные образования(криогенные системы) стали создаваться за пределами криосферы. Изучение динамики криогенных систем созданных искусственно имеет не менее важное значение чем для естественных. Например замораживание биологических объектов должно происходить с очень большой скоростью, для того чтобы не формировались крупные кристаллы льда, разрушающие клетки. Понимание особенностей развития искусственных криогенных систем дает возможность оптимизировать процесс их изготовления и при необходимости быстрого разрушения.

Под искусственными криогенными системами (ИКС) мы понимаем, созданные и поддерживаемые с помощью определенных технологий льды и льдосодержащие материалы, обладающие заданными структурой и свойствами.

Существует большая группа криогенных образований строение и свойства которых определяется не естественно-историческими процессами, а целенаправленным подбором различных исходных параметров. При получении искусственных материалов, будь то льды или мерзлые грунты применяется различные методы: подбор искусственных охладителей создающих заданный температурный режим, формирование необходимого температурного поля, подача дозированных порций воды или грунта в зону промерзания, подготовка грунтовой массы с подобранным грансоставом, использование наполнителей, изменение химического состава грунтовой воды, формирование заданных форм и размеров создаваемых объектов. Каждый отдельный структурный элемент полученных материалов аналогичен природному, но сочетание этих элементов и свойства отличаются от естественных. Режимы их формирования так же отличны от природных, то же можно сказать и о расположении в пространстве (достаточно рассмотреть насыпи транспортных коммуникаций секущих все элементы рельефа). Соответственно и взаимодействие полученных материалов и созданных объектов с окружающей средой отличается от природных аналогов. Именно поэтому все ИКС можно объединить в единый генетический тип благодаря общим основным закономерностям их образования, анализ которых может быть ключом к целенаправленному воздействию на формирование, существование и разрушение любой ИКС.

Для всех криогенных материалов основным элементом является лед – недорогой и легко получаемый материал. Подбором различных технологий

можно получать льды и льдосодержащие материалы с самыми разнообразными свойствами. Еще одной особенностью рассматриваемых материалов является то, что при их создании заранее учитывается срок их существования, если естественные условия не позволяют сохраняться в течении данного срока, принимаются дополнительные меры воздействия для их сохранения. Все выше перечисленное позволяет выделить искусственные льды и льдосодержащие материалы(в том числе и грунты), как искусственные криогенные системы, имеющие определенную структуру, внутренние связи, параметры устойчивости и взаимодействия с окружающей средой.

В последние десятилетия значительно возросли объемы строительства в труднодоступных районах Крайнего Севера, где применение традиционных строительных материалов связано с большими материальными затратами. В связи с этим повышенное внимание уделяется поиску наиболее дешевых способов возведения инженерных сооружений. Одним из направлений исследований в этой области является разработка методов использования в качестве строительного материала искусственного льда. Вопросами формирования различных видов искусственных льдов и их использования в строительстве в нашей стране занимались Б.А.Савельев, К.Ф.Войтковский, Р.М.Каменский, В.Р.Алексеев, Г.И.Сморыгин, А.А. Бубырь, Г.А. Каган, В.Е.Гагарин и др. За рубежом этими вопросами занимались М. Накава, Р.Р.Левин, Л.С.Тьен, С.В.Черчил, В.Кеворкян, Д.Чен и другие.

В условиях полярных районов с устойчивыми низкими зимними

температурами лед является одним из самых дешевых строительных материалов. Используя различные методы его приготовления, а также различного рода добавки и наполнители можно получать льдосодержащие материалы с широким диапазоном свойств. Искусственно приготовленный лед уже нашел свое применение для строительства холодильников, дамб, временных дорог, переправ, причалов, пандусов, искусственных платформ, оснований для инженерных сооружений; создание теплоизолирующих покрытий, защитных конструкций на морских нефтегазодобывающих платформах. Промораживание применяется при закреплении хвостохранилищ; создания льдопородных закладок в горных выработках, криогенной сепарации растворов.

Строительство в странах с низкими зимними температурами сопряжено с определенными трудностями. Бетонирование при отрицательных температурах приводит к образованию большого количества льда, что вызывает нарушение структуры бетона и уменьшение его прочности. Это объясняется тем, что практически вся вода быстро замерзает при температуре от -2 до -4°C , при этом не успевают завершиться химические процессы твердения бетона, в самом бетоне создаются крупные поры. Создавая ИКС. Путем введения в состав пластификаторов –органических и неорганических соединений добиваются постепенного льдообразования, по мере понижения температуры в массиве бетона. Кроме того, лед в бетоне с модификаторами менее прочный и плотный, чем в обычном бетоне, и водные растворы солей замерзают с меньшим увеличением объема, чем вода.

Применение различных композитных материалов и полимерных добавок могут значительно укреплять искусственные льды и льдосодержащие материалы, что значительно повышает эффективность их применения. С 70-х годов в США построены десятки ледяных буровых платформ, с которых были открыты крупные месторождения нефти на шельфе. В России имеются лишь единичные попытки создания ледяных платформ на шельфе.

В северной части Западной Сибири ежегодно заливается нефтью и нефтепродуктами свыше 1000га площадей (Медведев, Шешина, 2001). Создание ИКС с использованием загрязненных грунтов для промышленного строительства (например в качестве земляного полотна) дало бы большой экологический и экономический эффект, поскольку сейчас эти грунты просто сгребаются в огромные бурты. В связи с этим необходимо подробное исследование свойств криогенных систем в состав которых входят тяжелые углеводороды.

Другая, интенсивно развивающаяся группа криогенных образований приурочена к теплым регионам Земли где криосфера отсутствует или проявляется эпизодически. В этих регионах помимо холодильных установок и установок для приготовления льда в последние десятилетия в строительстве широко применяется искусственное промораживание слабых, водонасыщенных грунтов. Кроме того повсеместно, вплоть до экватора, создаются искусственные катки и снежные площадки. Все это говорит о том, что это направление в применении криогенных систем несомненно будет расширяться.

Важной проблемой является создание искусственных криогенных систем в биологии. Сформировалось целое научное направление криобиология. Живая клетка при отрицательной температуре представляет собой сложную многокомпонентную систему. Образование кристаллов льда может происходить как внутри клеток, так и снаружи их, в межклеточном пространстве. Большое значение для решения проблемы обратимого замораживания имеет скорость охлаждения. Для каждого типа клеток существует своя оптимальная скорость охлаждения. Если охлаждать клетки быстрее, вода из них не будет успевать вытягиваться наружу, и внутри клеток будут образовываться слишком крупные ледяные кристаллы, если медленнее – концентрация криопротектора, солей и других растворённых веществ внутри клеток станет слишком велика, и клетка погибнет от осмотического шока. При достаточно быстром охлаждении вода может переходить в стеклообразное состояние без образования кристаллов льда. Изучение искусственных криогенных биосистем позволило добиться значительных успехов в репродуктивной медицине, криоконсервации живых тканей, криохирургии.

Специфические ИКС формируются при физио-химических способах борьбы с обледенением (например на дорогах). Химические добавки вызывают плавление льда при отрицательной температуре. При этом формируются системы состоящие из жидкого рассола и кристаллов льда. С другой стороны подбор смеси льда и определенных химических элементов позволяет создавать в условиях среды с положительными температурами

охлаждающих элементов с низкими отрицательными температурами.

В настоящее время не существует какой либо общей систематизации и классификации ИКС, хотя даже далеко не полный перечень, приведенный выше, показывает их большое разнообразие. При построении частных, прикладных классификаций следует исходить из основных задач решаемых при получении ИКС, - условий льдообразования в среде, технологий формирования и целей их создания. Нами изучались способы создания ИКС. Путем подачи различных объемов воды в зону замерзания. Были проведены эксперименты по созданию искусственных льдов, получаемых капельным, послойным и объемным промораживанием чистой воды, а так же воды с различными добавками – растворимыми и нерастворимыми органическими и неорганическими наполнителями (Гагарин,1987). В качестве дополнительных факторов воздействия на создаваемые ИКС использовались различные температуры охлаждения и различные объемы субстрата в зоне льдообразования. Эксперименты показали возможность путем эффективного и направленного воздействия на условия льдообразования получать льды с необходимыми свойствами.

Разработка общей концепции создания ИКС, должна базироваться на теоретических данных, которые наиболее успешно объясняют процессы происходящие при льдообразовании в различных средах, что позволит подбирать эффективные механизмы управления формированием криогенных систем с заданными свойствами. На наш взгляд, этому соответствует теория кристаллизации воды как структурированной жидкости, молекулы которой

объединяются в ассоциации-кластеры. В жидкости вблизи растущего кристалла формируются ассоциации молекул с «ледяной решеткой». Рост кристаллов льда происходит не непрерывно вследствие отложения на их гранях отдельных молекул, а скачками за счет присоединения ассоциатов (Голубев,1999). При фиксированных термодинамических условиях существует определенный статистический пространственный каркас ассоциатов, имеющих статистическое распределение по размерам. Интересные результаты дает анализ структуры воды методом Монте – Карло (Вода..., 2003). Он позволяет дифференцировать разные более или менее вероятные наборы конфигураций и показывает, что структура воды ни в коей мере не аппроксимируется моделью случайной четырехкоординированной сетки Н-связей. Он подтверждает, что в ней выделяются фрагменты, сохраняющие «льдоподобную» упорядоченность- кластеры.

Представляет интерес прогноз изменения структуры воды под воздействием внешних факторов таких как поверхности разделов, давления, температура, сольватация.

Свойства и структурные особенности строения межфазной области ответственны практически за все процессы формирования и существования ИКС. Обычно выделяют несколько типов межфазных границ: твердое тело-жидкость, твердое тело-газ, жидкость-жидкость и жидкость-газ. Во всех случаях имеется некая пограничная область между объемными фазами, где возникает градиент свойств. Для каждого из этих случаев характерно изменение свободной энергии, связанное с образованием поверхности.

Границу раздела фаз следует представлять как промежуточную фазу, обладающую свободной избыточной энергией, которая сопряжена с силами, участвующими в формировании границы раздела. При этом возмущения, возникающие в момент образования пограничного слоя, сказываются на структуре и строении жидкости в межфазной области.

Научные публикации, посвященные исследованиям поверхностных свойств жидкости, в основном сводятся к анализу одного из фундаментальных свойств – поверхностному натяжению и связанному с ним значению свободной межфазной энергии системы. Гораздо менее изучены другие важные свойства поверхностей жидких систем – межфазный потенциал, межфазная вязкость и т.д. Однако анализ именно такой характеристики, как величина поверхностного потенциала, который является отражением структурных особенностей жидкости на границе раздела фаз, позволяет делать выводы о строении и свойствах межфазной границы на молекулярном уровне. Например, структура и свойства воды, находящейся в межфазной области на границе жидкость – газ отличаются от аналогичных параметров воды в объемной фазе. Это объясняется преимущественной ориентацией молекул воды, расположенных на границе раздела отрицательным полюсом в сторону газовой фазы, что обуславливает положительное значение поверхностного потенциала воды (Вода..., 2003).

Аналізу значений поверхностных потенциалов воды следует уделять особое внимание, поскольку именно эта величина является фактором, знание

которого позволяет качественно и корректно решать проблемы формирования ИКС в определенных термодинамических условиях.

Получение ИКС с заданными свойствами возможно различными путями:

- воздействие на формирование определенных размеров ассоциатов у растущей поверхности льда;
- обеспечение необходимых соотношений между растущей поверхностью кристалла, подводом необходимого количества ледяных ассоциатов, и разнообразных примесей включая грунтовый массив.
- обеспечение проникновения определенного количества используемых примесей в структуру кристаллов льда.

Воздействия осуществляются подбором определенного температурного режима промораживания; подбора концентрации примесей в воде, или влажности в грунте, а также применением определенных добавок химических элементов, минеральных примесей или органических соединений.

Эффективны физико-химические способы целенаправленного изменения свойств искусственных льдов и мерзлых грунтов. Проиллюстрируем данный тезис конкретным примером. Была проведена серия экспериментов по приготовлению мерзлых образцов с добавкой в воду небольших (доли процента) концентраций поливинилового спирта(ПВС). Как показали опыты, добавки ПВС значительно упрочнили полученные льды и мерзлые грунты. Кратковременная прочность во льда приготовленных

различными способами увеличилась от 3 до 8 раз, временная прочность смерзания у суглинка возросла на 30-50%, а длительная прочность на 560%. Исследования показали, что после оттаивания резко возрастает сопротивляемость грунтов размыву (до 20 раз). Такие значительные изменения свойств обуславливается специфическим взаимодействием структуры ПВС с растущим кристаллом льда. В результате промораживания формируется сложная композитная система. Полимер, проникая в структуру ледяных кристаллов, армирует их и увеличивает прочность. Изменение свойств криогенных систем физико-химическими методами чрезвычайно плодотворное направление. Несомненно, что кроме ПВС имеется еще множество веществ не менее эффективно изменяющих свойства криогенных систем. Физико-химические методы воздействия на искусственные криогенные системы позволяют управлять процессами миграции влаги, пучения, криогенного структурообразования, их можно эффективно использовать для уменьшения повреждения корневой системы растений при промерзании, получать материалы с определенными структурными свойствами, например фильтров и сорбентов.

Диапазон применения физико-химических методов воздействия на криогенные системы чрезвычайно широк. В настоящее время исследования в данном направлении находятся в начальной стадии. Необходимо создание общей теории взаимодействия растущего или разрушающегося кристалла льда с различными веществами.

Известно, что при кристаллизации воды происходит разделение зарядов. Например, при замораживании чистой бидистиллированной воды разность потенциалов между льдом и водой достигала 60 – 80 В. Лед имеет по отношению к воде положительный потенциал(Шавлов, 1996). Добавление различных солей в раствор, различные их концентрации и изменение скорости кристаллизации приводит к изменению величины разности потенциалов между льдом и водой. Разделение электрических зарядов на фронте кристаллизации оказывает значительное влияние на структуру кристаллов формирующегося льда. Таким образом, влияя искусственным электромагнитным полем на зону льдообразования, можно целенаправленно менять строение и свойства ИКС.

Возможно перспективным окажется при формировании искусственных криогенных систем комбинирование различных сочетаний тепловых и электромагнитных полей с подобранными химическими веществами и высокомолекулярными соединениями.

Чрезвычайно интересным является обнаружение эффекта ускорения некоторых биохимических реакций при кристаллизации водных растворов. Обнаружено, что в замороженных водных растворах в моменты фазовых переходов, связанных с образованием кристаллической фазы, химические реакции могут ускоряться в сотни тысяч раз по сравнению с темпом реакции при отсутствии фазового перехода при той же температуре (Шавлов, 1996).

Единой общепринятой модели химических реакций в замороженных растворах пока не существует. Для понимания причин каталитической

активности необходимы всесторонние исследования физических и химических процессов, протекающих на фронте кристаллизации.

Искусственные криогенные материалы и конструкции играют все большую роль при формировании природно-технических систем (ПТС). Данные системы включают в себя природные и техногенные составляющие. Криогенные элементы выполняют в ПТС самые разнообразные функции: формируют литогенную основу сооружений с заданными свойствами (насыпи, основания фундаментов); обеспечивают возможность проведения работ в неблагоприятных условиях (замораживание грунтовых массивов при прокладке подземных коммуникаций в водонасыщенных грунтах); являются конструктивными элементами (дамбы, ледовые причалы, подземные холодильники); служат изолирующими материалами и др. Заданные свойства криогенных элементов ПТС искусственно поддерживаются в течении необходимого времени даже в том случае, если окружающая среда имеет высокие положительные температуры.

В настоящее время возникла необходимость разработки общей теории формирования ИКС. Это обусловлено необходимостью для каждого региона Земли, с учетом конкретных климатических условий и практической необходимости, подобрать наиболее оптимальные способы создания искусственных льдов и льдосодержащих материалов с заданными строением и свойствами. Целью данных работ является получение новых, сравнительно дешевых, экологичных криогенных материалов и создание эффективных криотехнологий используемых в различных отраслях народного хозяйства.

Уже формируется новая комплексная отрасль знания объектом которого являются искусственные льды и льдосодержащие материалы, она стихийно развивается в рамках различных отраслей науки и производства.

В последнее десятилетие в России остро встала проблема адаптации науки к условиям рыночной экономики. Искусственные криогенные системы являются не только результатом передовых научных исследований но и востребованным в экономике высокотехнологичным продуктом. Несомненно в рамках новых экономических реальностей для российской науки необходимо более активное продвижение своих достижений непосредственно потребителю. Геокриология имеет значительный потенциал не только в области изучения льдообразования в различных средах, но и в области управления данными процессами. Именно геокриология могла бы стать базой для фундаментальных работ в области разработки теории и технологии формирования, а так же эффективного практического применения ИКС в различных отраслях народного хозяйства.

5.4. Выводы

ГЛАВА 6. ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ В КРИОСФЕРЕ

6.1. Переходные зоны как структурный элемент криосферы

«Где начало того конца, которым оканчивается начало?»

Козьма Прутков

Сегодня в науках о Земле преобладает подход, при котором основным изучаемым объектом является квазистационарная геосистема. В нашем случае - криогенная квазистационарная система. Под ней мы понимаем компонент криолитозоны, сложившийся в определенных пространственно - временных условиях, имеющий однородные характеристики, состояние которых поддерживается длительное время. Данные образования обладают одним общим качеством: в пределах каждого из них сохраняется структурный порядок и обеспечиваются определенные параметры существования (температура, физико-механические свойства, структура и текстура). Материальная основа всех квазистационарных систем и криосферы в целом – кристалл льда. Реализуясь в природных условиях, кристаллы льда формируют разнообразие криогенных образований, наблюдаемое в природе. Можно было бы определить криосферу как иерархически систему, состоящую из множества квазистационарных подсистем.

Однако в криосфере существует особая группа явлений и образований, которые не вписываются в эту структуру. Она приурочена к определенным областям и обусловлена нестабильностью, динамикой развития, неустойчивыми внутренними связями. Мы определяем данные области криосферы как переходные зоны (Хименков, 2002). В периоды неустойчивости система оказывается перед выбором, состоящим из

нескольких сценариев: от сохранения динамического равновесия, как правило с переходом в качественно иное, но целостное состояние, до разрушения системообразующих связей. Неустойчивому переходному состоянию присущи определенное строение и свойства. Именно в переходных состояниях реализуются преобразования, формирующие новые характеристики строения и свойств системы при достижении стабилизации и нового квазистационарного состояния. Основными причинами, вызывающими деформации криогенных систем являются температурные и механические воздействия.

Можно выделить следующие типы переходных зон:

Первый тип соответствует стадии формирования или разрушения криогенных систем.

Второй тип соответствует общим или локальным деформациям существующих криогенных систем, при которых они полностью или частично переходят в новое состояние (изменение строения и свойств).

Мы считаем возможным выделение особого научного направления в рамках криологии - криологии переходных состояний. Криология переходных состояний включает изучение особенностей строения, динамики и направленности изменений природной среды при формировании криогенных систем различного уровня, а так же при переходе их из одного квазиустойчивого состояния в другое. Это имеет большое значение как при палеогеографических реконструкциях, так и при оценке устойчивости природно-технических систем. Данное научное направление потребует

новых подходов при изучении изменения криогенных систем и нового понятийного аппарата. В настоящей работе не представляется возможным провести полное описание и дать характеристику всем переходным зонам криосферы, поэтому попытаемся рассмотреть некоторые из них в пределах выделенных типов. Сферой интересов авторов является геокриология, поэтому рассматриваются в основном криогенные системы криолитозоны, хотя полученные зависимости могут быть справедливы и для других геосфер.

Структура и свойства криогенных систем и криосферы в целом основывается на строении и свойствах кристалла льда, поэтому рассмотрим строение соответствующей переходной зоны.

Кристалл льда

Вблизи растущей поверхности кристалла льда формируется переходный слой, состоящий из ассоциаций молекул (кластеров), имеющих льдоподобные связи.

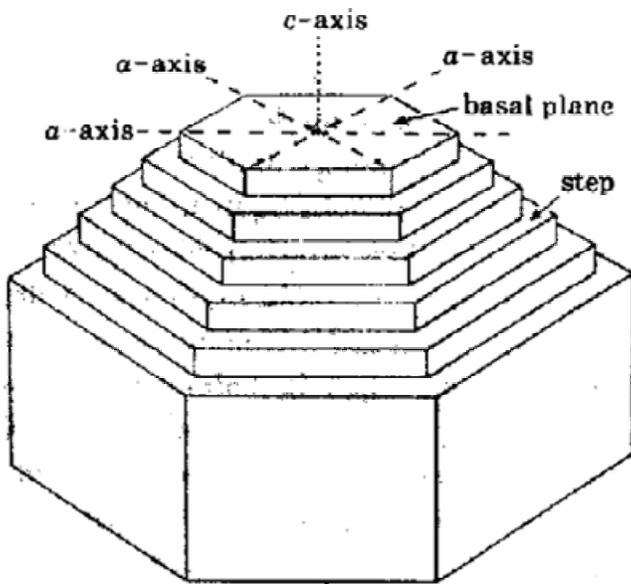
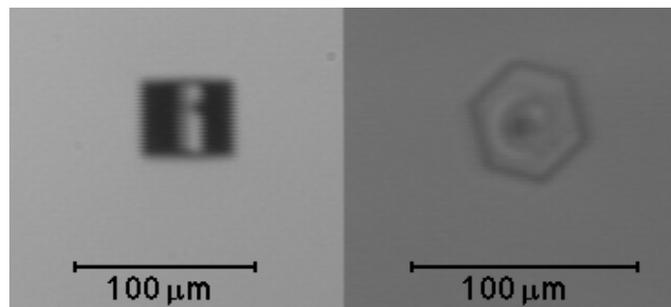
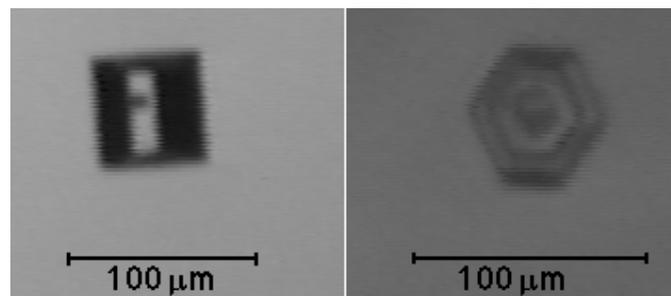


Рис. 42. Гексагональный кристалл льда



а



б

Рис. 43. колонообразного ледяного кристалла при -26°C из зародыша (а); снимок (б) сделан через 12 минут; фото В. Swanson

Посредством их присоединения и осуществляется рост кристаллов. При этом кристалл льда представляет собой совокупность плоских, одинаково ориентированных пластин, перпендикулярных главной оптической оси (рис. 42). В растущем кристалле (рис. 43) первичные блоки какое-то время «достраиваются», приходя в равновесие с новыми термодинамическими условиями. Спустя некоторое время укрепляются, и кристалл приобретает монокристаллическое строение.

Перечислим некоторые особенности строения переходной зоны растущего кристалла льда.

1. У растущей поверхности наблюдается сочетание молекул воды и блоков льдоподобных структур (кластеров).
2. Нарастание кристаллов льда происходит дискретно путем присоединения кластеров.
3. Размеры кластеров и их количество определяется внешними условиями (температура, примеси, минерализация воды).
4. Присоединение кластеров к растущей поверхности определяется особенностями формирующейся структуры (кристалла льда); криопротекторы, например, способны препятствовать росту, присоединяясь к поверхности кристалла.
5. Первоначально блоки, формирующие кристалл льда, имеют некоторое несогласование, и лишь через некоторое время при первичном диагенезе происходит его достройка.

При термическом разрушении льда (плавлении) наблюдается (Фролов, 1998):

- разрыв сравнительно небольшой части водородных связей (10% - 15%);
- появление значительного числа свободных молекул, внедряющихся в пустоты решетки, что обуславливает увеличение плотности вещества за счет формирования водородных связей, характерных для воды;
- тепловое движение, приводящее к непрерывному дроблению и «полимеризации» ассоциаций молекул, которые следует рассматривать как статистические образования. Термическое разрушение кристаллов льда сопровождается развитием жидких ослабленных зон вдоль базисных плоскостей (цветы Тиндаля). Кристалл распадается на отдельные пластинки. Потом разрушаются и сами пластинки. После разрушения льда, по мнению многих исследователей, в талой воде остаются долгое время льдоподобные структуры, придающие ей особые качества. При термическом разрушении кристалла льда повторяются, только в обратном направлении, те же процессы и, соответственно, возникает переходная зона, как и при его формировании.

Промерзающий грунт

В предыдущих главах уже рассматривались особенности формирования криогенных систем в литосфере. И здесь наблюдается развитие переходной зоны. В промерзающем массиве горных пород сначала возникают отдельные ледяные кристаллы, которые затем, постепенно

увеличиваясь, формируют криотекстуры. Таким образом образуется промежуточный «промерзающий» слой, имеющий в своем строении элементы мерзлой и талой породы (рис. 44).

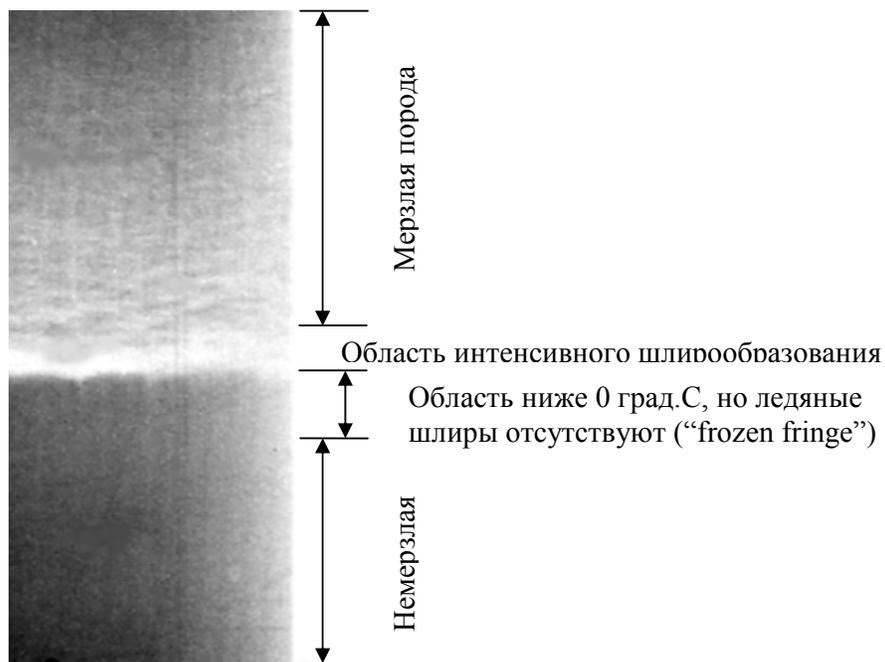


Рис. 44. Аллювиальный суглинок при промерзании при температуре около -6°C; строение переходной промерзающей области; вертикальный размер образца 10 см. Фото С.Акагава

Мощность этого слоя может изменяться от миллиметров до десятков метров. Например, при промерзании морских осадков формируется переходная зона, включающая слои сцементированные льдом и водоносные минерализованные, не содержащие лед горизонты криопэггов. Здесь так же переходная зона мощностью в десятки метров несет в себе элементы мерзлых

и талых пород. Переходная зона наблюдается на всех стадиях развития ледяного покрова и снежного покрова (глава 3).

6.2.Перестройка криогенных систем

Повышение температуры выше температуры фазовых переходов (оттаивание)

Устойчивость криогенных систем определяется возможностью сохранять отрицательную температуру и лед. Устойчивость криогенной системы утрачивается после того, когда ее температура поднимается до значений, характерных для интенсивных фазовых переходов и начинают разрушаться ледяные связи.

В оттаивающих грунтах влага получает большую подвижность и снова происходит процесс ее перераспределения. При этом обусловленные льдом цементационные связи между частицами породы и их агрегатами ослабляются или разрушаются. Перераспределение влаги в оттаивающих грунтах определяется рядом факторов: дисперсностью, минералогическим составом, составом водно-растворимых веществ, сложением мерзлого грунта и характером его изменения при оттаивании, суммарной влажностью мерзлого грунта (вода + лед), водонепроницаемостью. В дисперсных, особенно глинистых породах направление процессов при оттаивании в большинстве случаев обратно тому, которое наблюдается в промерзающих

породах. Так, в промерзающих грунтах развиваются процессы накопления (часто в значительных количествах) влаги у фронта промерзания, льдовыделения, дегидратации, коагуляции и внутриобъемного сжатия, а также цементации минеральных частиц и их агрегатов. Для оттаивающих пород характерны процессы таяния льда, ремиграции влаги из оттаивающего слоя, гидратации (обводнения), диспергации и внутриобъемного набухания.

Перераспределение влаги в оттаивающих дисперсных породах имеет некоторые общие черты с процессом ее миграции при промерзании. В обоих случаях влага передвигается в направлении теплоточков - из более теплых участков в более холодные. Экспериментальными исследованиями (Ершов, 1979) установлено, что и при протаивании может идти процесс дополнительного льдовыделения и пучения в мерзлой зоне у фронта протаивания, когда влага из оттаивающего грунта подтягивается в мерзлую область в результате температурного градиента и вымерзает, увеличивая мощность ледяных шлиров.

Замерзание глинистых пород сопровождается пучением; в оттаивающих сильно льдистых породах наблюдаются явления, связанные с перемещением земной поверхности в обратном направлении, - просадки и провалы, развитие термокарста.

Скорость оттаивания мерзлого грунта прежде всего зависит от содержания льда. Кроме того, она зависит от текстуры мерзлого грунта. Чем мельче ледяные включения, тем больше их контактная поверхность, тем

быстрее фазовый переход. Горизонтальные и вертикальные прослойки льда замедляют протаивание.

В оттаивающих крупнодисперсных породах (гравий, щебень, песок) изменения содержания влаги, как и при замерзании, в большинстве случаев не происходит. В этих породах влага, образовавшаяся при таянии льда, как правило, удерживается на поверхности частиц скелета.

При таянии льда водоемов происходит постепенное объемное расслоение целостного массива на отдельные кристаллы. Лед при этом становится пористым из-за вытекания минерализованных вод и образования воздушных полостей. При внутреннем таянии наблюдается развитие «цветов Тиндаля», как будто скрашивающих это печальное зрелище распада и разрушения.

Похожие процессы наблюдаются при таянии снега. Здесь развивается переходная зона, в которой происходит внутреннее таяние, образование водонасыщенных областей «снежницы».

Изменения строения криогенных систем при механическом воздействии.

Деформации криогенных систем при механических воздействиях - явление широко распространенное. Существование некоторых систем, например ледников, вообще по сути на них основано, потому что связано с течением льда. В других случаях деформации проявляются локально и

сопровождает развитие криогенных систем: рост повторно-жильных льдов, промерзание замкнутых ядер воды, деформация мерзлых пород при пучении. В целом результате механических воздействий происходит перестройка первоначального строения криогенных образований и формирование переходной зоны.

Монокристаллы льда

Монокристалл льда является наиболее простой криогенной системой. Рассмотрим его поведение при воздействии нагрузки. Монокристаллы льда с точки зрения пластических свойств обладают сильно выраженной анизотропией. Пластические свойства монокристаллического льда сильно зависят от направления приложения нагрузки по отношению к базисной плоскости. П.И. Шумским (1955) дается описание поведения монокристалла льда при изгибе. При небольшой нагрузке в кристалле появляется двуосность. При этом сам кристалл остается в прежних границах. При устранении нагрузки (при температурах в пределах от -5 до -12°C) происходит довольно быстрая релаксация и исчезновением двуосности. Сохранение двуосности после устранения нагрузки имеет место только в тех случаях, когда изгибы вызывают расхождение оптических осей не свыше $7-8^{\circ}$.

При дальнейшем деформировании изогнутая часть кристалла без видимых нарушений сплошности распадается на ряд блоков с более или менее близкой друг к другу ориентировкой, достигая таким образом устойчивого

равновесия, сохраняющегося и после освобождения от нагрузки (Шумский,1955). Возникающие в кристалле льда деформации можно объяснить с помощью теории дислокаций возникающих после приложения нагрузки. Хейесом и Уэббом (Корнеллский университет, США) было строго доказано, что внутри льда существуют дислокации, смещающиеся вдоль базисных плоскостей при приложении внешней нагрузки.

Согласно работам Фукуды и Хигаси (Университет о. Хоккайдо) и других, скорость смещения дислокации при напряжении сдвига около 1 бар равна примерно 0.5 мкм/с (2 мм/ч). Если же увеличивать напряжение, скорость будет возрастать пропорционально ему. Таким образом, отдельная дислокация перемещается довольно медленно. Однако по мере развития деформации число дислокации все увеличивается и в результате их незначительные смещения приводят к тому, что становится возможным макроскопическое скольжение вдоль базисных плоскостей.

Сначала дислокации в кристалле не очень много. Следовательно, для того чтобы деформация развивалась с постоянной скоростью, дислокации должны смещаться очень быстро, что требует большого механического напряжения. Однако по мере развития деформации в кристалле появляется все больше дислокаций; в результате на каком-то этапе достаточным оказывается меньшее механическое напряжение, и с этого момента оно начинает быстро падать (Маэно, 1988).

Поликристаллический лед

Поликристаллический лед представляет собой криогенную систему, в структуру которых входят различно ориентированные кристаллы, обладающие дефектами строения (дислокации, вакансии, внутрикристаллические трещины). Если к поликристаллическому льду приложить силу, внутри каждого кристаллического зерна возникнет движение дислокации и начнет развиваться скольжение вдоль базисных плоскостей. Однако главные оптические оси, а значит, и базисные плоскости разных зерен ориентированы различным образом, поэтому скольжение вдоль базисных плоскостей в каждом кристаллическом зерне ограничено соседними зернами и не может развиваться так же свободно, как в монокристалле. В результате пластические свойства поликристаллического льда оказываются сильно зависящими от величины образующих его кристаллических зерен и от ориентации их оптических осей. Процесс деформирования такой структуры включает в себя несколько этапов (Вялов и др., 1990). В первый момент после приложения нагрузки происходит упругая деформация кристаллов, а в местах наибольшей концентрации напряжений, обусловленной дефектами упаковки, на стыках различно ориентированных кристаллов возникают зоны дробления, появляются свободные от напряжений обломки за счет скалывания углов и краев кристаллов, развиваются микротрещины. Ориентация трещин на этой стадии хаотична. Если нагрузка достигает критического значения, рост трещин становится

лавинообразным, образуются магистральные трещины, ориентированные по направлению максимальных растягивающих или сдвигающих напряжений, и процесс заканчивается хрупким разрушением.

Длительные небольшие нагрузки, действуя в течение продолжительного времени, вызывают процесс ползучести, в ходе которого происходит существенная перестройка структуры льда. Трещины либо не возникают, либо локализованы и не определяют макроскопического поведения льда; преобладают равномерно протекающие во всем объеме процессы постепенной переориентации кристаллов, сопровождающиеся молекулярным распадом и рекристаллизацией с уменьшением их среднего размера.

В силу анизотропии кристаллы стремятся течь по своим базисным плоскостям, при этом максимальная скорость течения будет у кристаллов, ориентированных по направлению максимальных сдвигающих напряжений. Развитию этого течения препятствует различная ориентация кристаллов, приводящая к пересечению полос скольжения, причем наибольшее сопротивление оказывают наиболее неблагоприятно ориентированные кристаллы. В соответствующих местах возникает концентрация напряжений, обуславливающая трещинообразование, дробление и распад кристаллов. При длительном деформировании процессы молекулярного распада и дробления приводят к существенному уменьшению среднего размера кристаллов. Одновременно во льду протекает процесс рекристаллизации, центрами которого являются ненапряженные обломки и менее напряженные

кристаллы. При этом вновь образуемые кристаллы ориентированы базисными плоскостями вдоль направления сдвига.

При достаточно больших нагрузках определяющим является процесс микротрещинообразования, обуславливающий переход к блоковому механизму скольжения по системе трещин, ориентированных согласно максимальным сдвигающим напряжениям. Структура основного объема кристаллов остается при этом неизменной; переориентация приурочена к тонким граничным участкам.

Мерзлые грунты.

Процесс деформирования мерзлого грунта, как и других твердых тел, сопровождается формированием и развитием дефектов его структуры, отождествляемым как процесс длительного разрушения этого грунта. В многокомпонентной системе, каковой является мерзлый грунт, под дефектами структуры следует иметь в виду нарушение межчастичных связей. Такие нарушения всегда образуются в мерзлом грунте в процессе естественного формирования. Деформирование грунта под воздействием нагрузки ведет к их дальнейшему развитию. Деформации мерзлых грунтов можно рассматривать как последовательного процесса распада исходной фазы с кооперативным образованием квантованных по величине зародышей новых фаз, ростом их числа до критического, их спонтанным синтезом и последующим упорядочением (Ошурков, 2003).

На процесс деформирования оказывают влияние такие факторы, как локальные фазовые переходы, миграция влаги, изменение положения грунтовых частиц и другие процессы, роль которых еще предстоит выяснить количественно. Несмотря на то, что этот вопрос является слабо разработанным на уровне модели, в последнее время удалось (Брушков, Власов, Мерзляков и Талонов, 1996), в частности, получить решение для количественного описания влияния локальных фазовых переходов на деформируемость пластично-мерзлых грунтов.

В качестве модели грунта рассмотрим безграничное упругое пространство с коэффициентами Ламе λ , μ и объемным коэффициентом температурного расширения α , содержащее сферическое включение радиусом R из изотропного материала, характеризуемого упругими модулями λ_1 , μ_1 и объемным коэффициентом температурного расширения α_1 . Под действием внешнего поля напряжений, характеризуемого тензором σ^0_{ij} ($i, j=1,2,3$), в окрестности включений возникает неоднородное поле напряжений, которое определяется следующим выражением (без учета проскальзывания по контакту):

$$\sigma_{ij} = \sigma^0_{ij} + F_{ij} T + W_{ij},$$

где компоненты тензоров F_{ij} и W_{ij} определяются выражениями, которые получаются из известных в механике сплошной среды с учетом принятых допущений. Неоднородность напряженного состояния в окрестности частицы приводит к изменению температуры фазового перехода, вследствие

чего на поверхности контакта частицы со льдом возникают условия для плавления. Результаты расчета плавления льда вокруг минеральной частицы при различных уровнях внешней нагрузки показывают, что деформации имеют затухающий характер с течением времени, что согласуется с экспериментом. Разработка физических и математических моделей, описывающих сложные процессы в мерзлых породах при деформировании, является актуальной будущей задачей.

Как показано для мерзлых грунтов впервые Е.П.Шушериной, а затем С.С.Вяловым, Н.К.Пекарской и Р.В.Максимьяк (Вялов и др., 1978), зарождение и развитие ползучести определяется развитием трещин, разрушением агрегатов частиц и возникновением других дефектов. При затухающей ползучести преобладает процесс уменьшения, закрытия трещин и смещения частиц относительно друг друга. Закрытие и исчезновение трещин, по мнению Н.А.Цытовича (1973), происходит также в результате процесса таяния льда в точках контакта минеральных частиц и последующего его замерзания в менее напряженных зонах мерзлого грунта. Затухающая ползучесть характеризуется постепенным уменьшением скорости необратимых деформаций. В процессе затухающей ползучести происходит переориентировка и перекристаллизация льда с уменьшением размеров кристаллов, что увеличивает плотность льда. Очевидно, что учесть эти процессы при разработке количественного прогноза трудно, поэтому исследователи часто идут по пути аппроксимации опытных данных различными уравнениями.

Как известно, для мерзлых незасоленных пород наблюдается экстремальная зависимость сопротивления мерзлых пород сжатию от льдосодержания (Шушерина, Бобков, 1969). Действительно, при неполной степени заполнения пор грунта льдом увеличение льдистости приводит к упрочнению грунта ввиду усиления льдоцементационных связей.

Напротив, при дальнейшем увеличении льдосодержания сопротивление грунта снижается, достигая в пределе значения, которое характерно для чистого льда, что связано с постепенным уменьшением упрочняющего влияния минеральных частиц. Само упрочняющее влияние на лед минеральных частиц, например, R.Hooke и другие объясняют тем, что вокруг минеральных зерен при деформации льда возможно образование зон дислокаций, которые препятствуют основным сдвиговым дислокациям. Вероятно, это одно из проявлений масштабного эффекта, когда сокращаются деформирующиеся объемы льда, находящиеся между минеральными частицами.

При воздействии механической нагрузки вследствие существования в мерзлых породах льда, представляющего собой почти идеальное текучее тело, и вязкой незамерзшей воды, происходят необратимые перестройки структуры и развитие реологических процессов. Деформирование мерзлых пород обусловлено смещением относительно друг друга отдельных грунтовых частиц и микроагрегатов по разделяющим их пленкам связанной воды и включениям льда, которые в своем преобладающем большинстве и являются ослабленными участками мерзлой породы - “дефектами”, которые

могут быть точечными и линейными. Механизм пластического деформирования кристаллических тел (льда) связывают преимущественно с перемещением дислокаций путем скольжения, которые при некотором критическом напряжении порождают новые дислокации и трещины. Кроме того, происходит перемещение незамерзшей воды из участков с большим напряжением к участкам с меньшим напряжением с соответствующими фазовыми переходами.

Вместе с этими процессами структурного преобразования (расслабления) мерзлой породы в ней происходит закрытие микротрещин, уменьшение межагрегатной и агрегатной пористости, более плотная упаковка грунтовых частиц и восстановление структурных связей. Преобладание тех или иных процессов, по мнению С.С.Вялова (1978), и определяет упрочнение или разрушение мерзлой породы.

В понятие “прочность мерзлых грунтов” вкладывают различный смысл в зависимости от решаемой задачи. Оно включает как разрушение, так и избыточную деформацию (Геотехнические вопросы освоения Севера, 1983). Со времени фундаментального исследования С.С.Вялова (1959) принято считать, что мерзлые породы при достаточно больших напряжениях разрушаются, что фиксируется увеличением скоростей деформирования при постоянной нагрузке. Причем для мерзлых пород характерно вязкое разрушение с большими деформациями и сплющиванием образца (образование “бочки”) без нарушения сплошности. По данным Н.К.Пекарской (1962), С.Э.Городецкого и Е.П.Шушериной (1962), С.С.

Вялова (1959) у мерзлых грунтов выражены все три стадии ползучести, а переход от затухающей к незатухающей ползучести четкий. Однако длительность стадии неустановившейся ползучести для мерзлых пород может составлять сотни и даже тысячи часов.

Для некоторых глинистых талых пород перехода в прогрессирующее течение так и не происходит. Поскольку в процессе ползучести грунт одновременно и упрочняется, и расслабляется, то, по мнению С.С. Вялова (1978), стадия установившегося течения возникает тогда, когда нарушение и восстановление межчастичных связей взаимно компенсируется. У слабоструктурированных систем такое состояние может продолжаться неограниченно долго. При этом развитие прогрессирующего течения связано с явлением дилатансии - увеличением объема образца при воздействии сдвиговых усилий, что, к свою очередь, обусловлено развитием микротрещин. Эксперименты Е.П.Шушериной (1966) по исследованию ползучести мерзлой супеси и глины показали, что и продольная, и поперечная деформации развиваются одновременно. Увеличение объема образцов начинается уже в стадии неустановившегося течения.

В теории разрушения имеется множество различных подходов. Например, Кулон предположил, что разрушение связано с определенным напряженным состоянием, которое называется предельным. Используются критерии максимального напряжения, максимальной деформации, максимальной энергии деформации, максимального касательного напряжения и другие.

Характерно, что каждая из этих теорий основана на экспериментальных данных или догадках и практически ни одна - на изучении внутреннего механизма разрушения. В частности, в предложенной Кулоном теории максимального касательного напряжения постулируется, что в материале произойдет разрушение, когда максимальное касательное напряжение в некоторой точке материала достигает определенной величины, которая названа прочностью при сдвиге. В теории Мора принимается, что материал разрушится или будет неограниченно деформироваться, когда касательное напряжение в плоскости разрушения достигнет определенной величины, зависящей от нормального напряжения, действующего в этой плоскости, или когда наибольшее по абсолютной величине растягивающее главное напряжение достигнет предельного значения. Гриффитс предположил, что хрупкий материал содержит случайно ориентированные трещины и что у кончиков трещин или вблизи них создается концентрация напряжений, вызывающих распространение трещин и в конечном итоге макроскопическое разрушение. Альтернативный в сравнении с Гриффитсом подход заключается, например, в том, что развитие трещины происходит при превышении напряжением в кончике трещины прочности молекулярной связи материала. Ее величину, правда, как и поверхностную энергию твердого материала, трудно измерить. В конечном счете теория Гриффитса приводит к критерию разрушения, представляемому криволинейной (параболической) огибающей Мора, что не всегда подтверждается экспериментально. Конечно, существуют модификации как теории

Гриффитса, так и других подходов, приближающие теоретические кривые к экспериментальным.

Следует отметить, что теории, использующие гипотезу предельного состояния вещества, исходят в конечном счете из простой предпосылки. Она заключается в том, что для разрушения какого-либо тела необходимо разрушение его внутренних структурных связей. Учитывая атомно-молекулярное строение тел, предельными можно считать критические напряжения межатомных (межмолекулярных) связей, которые вызывают их разрыв. На этом пути имеются, однако, две принципиальные трудности. Одна состоит в том, что ввиду сложного и зернистого строения всех тел, в том числе мерзлых грунтов, распределение механических напряжений неравномерно. Средние величины напряжений, действующие в образце мерзлого грунта, не соответствуют величинам, действующим в поре, заполненной льдом, на границе твердой частицы и т.д. Полученные в экспериментах данные о разрушении не могут соответствовать представлениям о разрушении атомно-молекулярных связей. Вместе с тем в связи с известной периодичностью, однотипностью строения мерзлого грунта можно говорить о средней поре или среднем структурном элементе (включающем как твердые частицы, так и лед, воду, воздух и т.д.), который периодически повторяется в образце. Для такого элемента характерно напряжение, совпадающее со средним напряжением во всем образце (для случая однородного напряженного состояния). Внутри структурного элемента для каждой точки характерна своя величина напряжений, но

существует точка, где близость напряжения к предельному максимальна. Именно здесь происходит разрушение раньше всего. Другая трудность состоит в том, что изменение формы образца может происходить и без разрушения. Это наблюдается, например, при одноосном сжатии образцов мерзлых грунтов.

Экспериментальные исследования прочности мерзлых грунтов начинались определениями так называемой кратковременной прочности, когда быстро прикладывалась нагрузка и немедленно происходило разрушение. По мере накопления опытных данных обнаружился факт снижения прочности во времени, в процессе восприятия нагрузки. Оказалось, что мгновенная прочность может быть больше длительной более чем в 10 раз (Роман, 1987). Первые исследования длительной прочности грунтов были выполнены в 30-х годах Н.А.Цытовичем, в 40-х годах М.Н.Гольдштейном (1948). Затем С.С.Вяловым в 50-х годах проведены комплексные исследования длительного сопротивления мерзлых грунтов нагрузкам, показано снижение прочности в процессе ползучести, установлены основные закономерности длительной прочности. Выявлена зависимость ее от температуры грунта (Вялов, 1959).

Для оценки длительной прочности мерзлых грунтов по данным кратковременных испытаний широко используется полученная С.С.Вяловым (1966) зависимость:

$$\int_0^{t_p} \exp\{-\beta[\theta(t)] / \sigma(\theta)\} dt = B$$

где t_p - время до разрушения (долговечность); β и B - параметры, определяемые из опыта; $\sigma(\theta)$ - напряжение, вызывающее разрушение и зависящее от температуры; $\theta(t)$ - температура мерзлого грунта, зависящая от времени; t - время. Для условия постоянной температуры это уравнение упрощается в виде:

$$\sigma_t = \frac{\beta}{\ln(t / B)}$$

Эти уравнения оказываются справедливыми для всех прочностных показателей мерзлых грунтов (сцепления, сопротивления сжатию, сдвигу), при их выводе механизм разрушения рассматривается как результат протекающего во времени “развития дефектов структуры - микро- и макротрещин, в процессе которого увеличивается степень поврежденности структуры грунта. Критерием разрушения является достижение поврежденностью критического значения, которое для данного вида грунта и температуры постоянно. Интенсивность процесса длительного разрушения зависит от скорости роста дефектов, которая в свою очередь является функцией действующего напряжения и времени” (Вялов, 1978).

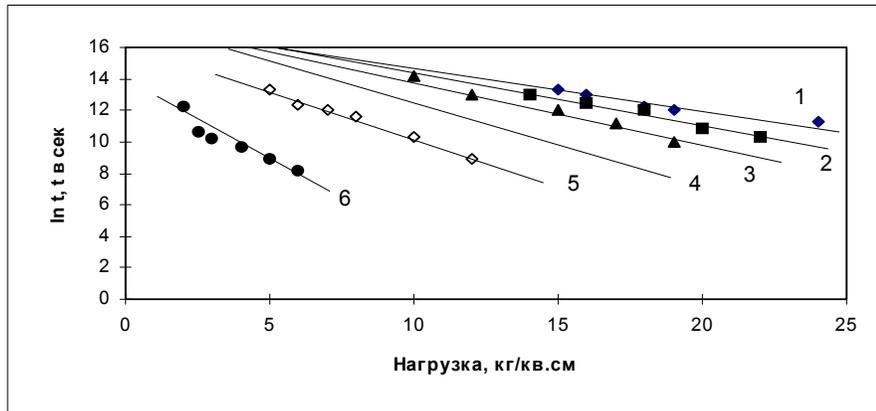
В последнем уравнении зависимость $\sigma=f(\ln t)$ является линейной, следовательно, параметры β и B для данного вида грунта и температуры постоянны. Это и открывает возможность использовать его для расчетов длительной прочности по результатам кратковременных испытаний. С.С.Вялов отмечал (1976)(рис. 45), что для льда трудно назначить параметры

β и B , т.к. развивается вязкое течение и понятие прочности теряет смысл. Л.Т.Роман (1987) было установлено, что для торфа и заторфованных грунтов графики зависимости $1/G - \ln(t)$ в диапазоне температуры интенсивных фазовых переходов нелинейны.

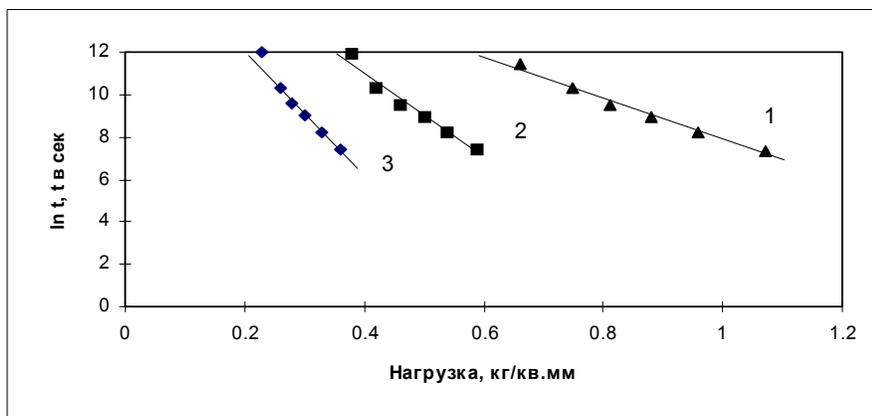
Снижение прочности с течением времени и зависимость прочности от температуры были установлены экспериментально для многих однородных твердых материалов. В результате на основе атомно-молекулярных представлений о разрушении структурных связей в веществе возникла кинетическая концепция прочности твердых тел, основоположником которой является С.Н.Журков. Достаточно полно эта теория изложена в работе В.Р.Регеля и других (1974). Рассмотрим ее основные положения. Средние тепловые колебания атомов, которые происходят с частотой $10^{12} - 10^{13} \text{ сек}^{-1}$, вызывают “рывки” нагрузки на межатомные связи, сравнимые с прочностью на разрыв: разрывное усилие имеет величину около $1.5 \cdot 10^3 \text{ кг/см}^2$, а сила равна $F = 1/2 kT/h$ (h - деформация колебания, около $0.01A$) $\sim 1000 \text{ кг/см}^2$.

Поэтому, по словам авторов концепции, “рассоединение атомов осуществляется при нагрузках, меньших прочности межатомных связей, причем “дорывание” напряженных межатомных связей осуществляют тепловые флуктуации.” Таким образом, внешняя сила сама не осуществляет разрыва межатомных связей, а лишь активизирует процесс разрушения. Основное уравнение этой теории имеет вид:

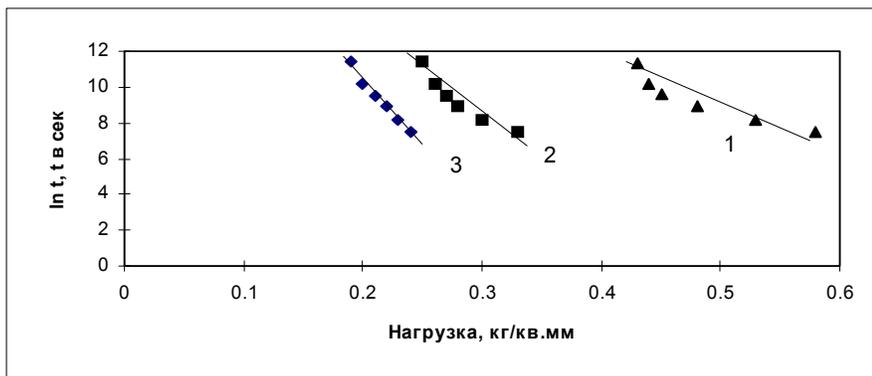
$$t = t_0 \exp \frac{E_0 - \gamma \sigma}{kT}$$



А



Б



В

Рис. 45. Зависимость прочности на одноосное сжатие от времени в логарифмических координатах: А - мерзлого пылеватого песка (р.Еркута-Яха): 1 - при -4°C , 2 - при -3°C , 3 - при -2°C , 4 - расчетная кривая при 0°C , 5 - при -2°C и $D_{\text{sal}}=0.1\%$, 6 - при -2°C и $D_{\text{sal}}=0.2\%$; Б - мерзлой келловейской

супеси: 1 - при -20°C , 2 - при -10°C , 3 - при -5°C ; В - мерзлой глины бат-байосса: 1 - при -20°C , 2 - при -10°C , 3 - при -5°C (Б и В построены по данным С.С.Вялова и др., 1962)

t - время до разрушения, с; $t(\mathbf{o})$ - период свободного колебания атомов, равный 10^{-12} - 10^{-13} с; $E\mathbf{o}$ - энергия активации; γ - структурный коэффициент (или коэффициент концентрации напряжений); \mathbf{G} - напряжение; k - постоянная Больцмана; \mathbf{T} - абсолютная температура.

На основе экспериментов установлен физический смысл входящих в уравнение параметров. Для металлов энергия активации процесса разрушения $E\mathbf{o}$ совпадает с величиной энергии сублимации. Легирующие добавки и степень наклона и обжига не влияют на $E\mathbf{o}$ и $t(\mathbf{o})$, а изменения прочностных свойств обусловлены изменениями γ . Для исследованных полимеров, как и для металлов, оказывается, что $t(\mathbf{o})=10^{-13}$ сек, а величина $E\mathbf{o}$ составляет несколько десятков ккал/моль, меняясь от полимера к полимеру, и хорошо коррелирует с величиной энергии активации процесса термодеструкции. Пластификация полимеров не затрагивает $E\mathbf{o}$, а сказывается только на γ .

По данным Л.Т.Роман (1987)(рис. 46), обработка в соответствии с кинетической теорией опытных данных по прочности мерзлого торфа при различных видах испытаний показала, что для него характер зависимости $\mathbf{G}-\ln(t)$ другой, чем для твердых тел: она нелинейна во всем диапазоне изменения \mathbf{G} . Собственные данные и данные других авторов нами были

соответствующим образом обработаны, построены графики зависимостей G - $\ln t$ для различных типов грунтов и видов испытаний. Они представлены на рис. . Обращает на себя внимание прямолинейность графиков и их пересечение в одной точке на оси ординат (логарифмов времени разрушения). Эта закономерность отмечается для самых различных грунтов и наиболее простым способом может быть выражена в следующем виде:

$$t_p = t_0 \exp\left(\frac{S\sigma_p}{T - T_0}\right),$$

где T_0 и S - константы. Подстановка данного выражения в основное уравнение кинетической теории С.Н.Журкова дает следующее:

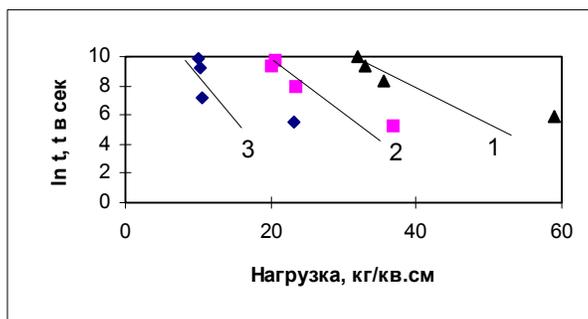
$$E_0 = cT,$$

где c - коэффициент, т.е. E_0 слабо зависит от T , поскольку абсолютная температура в экспериментах изменяется сравнительно мало. Действительно, сам характер структурных связей мало меняется в небольшом температурном диапазоне.

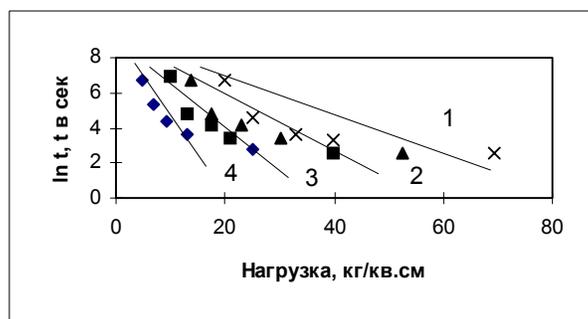
$$\gamma = \frac{SkT}{T_0 - T},$$

т.е. γ зависит главным образом от разности $T_0 - T$, которая значительно меняется. Это объяснимо тем, что при изменении температуры в изменяется именно соотношение льда и незамерзшей воды как важнейших структурных параметров, определяющих прочность. Из определений следует, что величина E_0 оказывается равной для мерзлых грунтов от 22 до 29 ккал/моль.

Для льда, по оценкам скорости течения разных авторов, она составляет 12-18 ккал/моль (Зарецкий, Чумичев, 1982). Уместно вспомнить, что теплота тепловой деструкция льда (плавление + испарение) составляет около 12 ккал/моль. Таким образом, разрушение структурного элемента мерзлого грунта обусловлено разрывом атомно-молекулярных связей, вероятно, не собственно во льду, а в контактной области, где энергия связи выше. Можно назвать эти связи льдоцементационными, энергия которых, таким образом, в среднем около 25 ккал/моль.



А



Б

Рис. 46. Зависимость прочности от времени в логарифмических координатах: А - на одноосное сжатие мерзлой глины (данные П.М.Тютюнника, 1965): 1 - при -14°C , 2 - при -8°C , 3 - при -4°C ; Б - на растяжение мерзлого торфа: 1 - при -20°C , 2 - при -8°C , 3 - при -6.5°C , 4 - при -4.5°C (данные Л.Т.Роман, 1987)

Факт пересечения прямых может быть объясним тем, что в точке пересечения $G=0$ и потому $t=t_0 \exp(E_0/kT)$. Диапазон изменений абсолютных температур мерзлых грунтов в испытаниях мал - 5 -10°C ($T=\text{const}$), а зависимость энергии активации от температуры в этой области незначительна. В частности, для льда П.А.Шумский приводит выражение: $E_0=11.4$ ккал/моль + 0.036 ккал/моль*Т. Таким образом, $E_0/T=\text{const}$ в изучаемом диапазоне температур.

Изменение криогенной системы под механической нагрузкой в общем сводится к накоплению деформаций. При этом можно выделить три явные стадии: становления, зрелости, деградации (старости), и одну неявную, скрытую, в различных контекстах именуемую как инкубационный или эмбриональный период. Суммарная и пластическая деформации возрастают на всех явных стадиях. Упругая же, преобладающая на 1-й стадии (становление) сначала растет до максимума, а затем, на 2-й стадии (зрелость), уменьшается до минимума. С этого момента начинается стадия деградации, на которой преобладают разрывные деформации. На скрытой стадии цикл замыкается, старое превращается в новое. Это выражается распадом системы на части, в которых скачкообразно восстанавливаются начальное давление и температура (Коновалов, 2003).

Температурные деформации мерзлых грунтов.

Температурные деформации мерзлых грунтов - один из самых распространенных криогенных процессов в криосфере, поэтому рассмотрим его подробно. Эти деформации связаны с объемными изменениями, происходящими в при колебаниях температуры. Наиболее известным их следствием является морозобойное растрескивание; причиной его является температурное сокращение при понижении температуры. Для нас это явление интересно во многих отношениях. Во первых, это процесс уменьшения объема и разрушения сплошности мерзлого массива, т.е. возникновения определенного переходного состояния с соответствующим локальным изменением структуры породы. Во вторых этот процесс является основным для формирования совершенно новой криогенной системы – повторно жильного льда. В третьих развитие повторно – жильных льдов изменяет и дополняет структуру существующих криогенных систем. И в четвертых на границе формирующегося повторно – жильного ледяного образования и вмещающего его мерзлого массива развивается специфическая переходная зона с особым строением. Возникающие в процессе роста жил напряжения снимаются несколькими способами: путем перекристаллизации льда на контактах жильного льда и вмещающего грунтового массива, течением льда с образованием режеляционной каймы вдоль боковой поверхности жилы, образования системы сколов в слое грунта примыкающего к жиле. Над растущей жилой зимой образуются горизонтальные трещины, в которых весной при замерзании талых вод в смеси со снегом, минеральным и растительным дедритом образуются

ледяные тела, обеспечивающие вертикальный рост жил (Попов и др., 1985). Таким образом формирование повторно-жильных льдов происходит и за счет ежегодного нарастания льда в вертикальных элементарных морозобойных трещинах и слоя льда в горизонтальных полостях над жилами, метаморфизма и течения льда в краевых частях жил и выдавливания грунта по системе сколов в грунтовом массиве.

Морозобойное растрескивание, или трещинообразование представляет собой распространенный процесс как в области развития многолетнемерзлых пород, так и области сезонного промерзания. Согласно теории Бунге-Леффингвелла, морозобойные трещины вызваны напряжениями, возникающими в массиве мерзлых пород вследствие его сжатия при охлаждении.

Рассмотрим подробнее процесс температурного растрескивания, имея в виду, что выводы в определенной мере можно относить и к диагенетическому растрескиванию массивов. Температурные деформации мерзлых пород проявляются вследствие температурных деформаций компонентов породы (минералов и обломков пород, воды, льда, воздуха), фазового перехода вода - лед и структурных преобразований породы при изменении температуры. Коэффициент линейного расширения большинства минералов, слагающих горные породы, составляет $(2-12) \cdot 10^{-6} \text{ 1/}^\circ\text{C}$. Лед имеет более высокие значения - от 30 до $60 \cdot 10^{-6}$, изменяющиеся в зависимости от структуры льда, угла наклона оптической оси кристаллов, интервала температуры и т.д. Изменение объема при фазовом переходе вода -

лед определяется разностью удельных объемов воды и льда. Эта разность составляет для свободной воды 9%, а для связанной воды она, возможно, выше. И наконец, воздух, содержащийся в мерзлых породах, обладает высокой способностью к расширению - сжатию.

Расчеты величины коэффициента линейного расширения для мерзлых грунтов, основанные на арифметическом суммировании температурных деформаций, перечисленных компонентов с учетом фазовых переходов дают, однако, расходящиеся с фактическими данными результаты, особенно для тонкодисперсных пород. Это свидетельствует о большой роли структурных преобразований мерзлой породы в эффекте температурного расширения - сжатия. Так, для мерзлых дисперсных пород коэффициент расширения $10-1200^{-6} \text{ 1/}^\circ\text{C}$ в зависимости от состава пород и их влажности. С увеличением дисперсности деформации температурного расширения - сжатия возрастают. На некоторых дилатометрических кривых, например, для мерзлого суглинка, выделяются не один, а два интервала температур, в которых наблюдается расширение породы: от -0.2 до -2 $^\circ\text{C}$ и от -20 до -45 $^\circ\text{C}$. Деформации расширения в первом интервале температур наиболее развиты при полном водонасыщении, а с уменьшением влажности и степени водонасыщения расширение суглинка проявляется в меньшей степени, прекращаясь при степени водонасыщения 0.75 (Е.П.Шушерина и др., 1970).

Интересной особенностью температурных деформаций является эффект температурного последействия, установленный Н.И.Вотяковым для некоторых мерзлых пород. Он заключается в том, что температурные

деформации развиваются в течение некоторого времени (до нескольких суток) после того, как температура в мерзлой породе стабилизируется, что связано, вероятно, с длительно протекающими структурными преобразованиями породы. Другой эффект заключается в обратном явлении, которое наблюдалось нами в цикле нагревания мерзлых пород от -25 до -20 °С. При остановке изменения температуры в образце происходит его сжатие в течение нескольких десятков минут. Эффект максимально выражен в песке, где он воспроизводится от одного цикла охлаждения - нагревания к другому, уменьшаясь по амплитуде деформаций. Таким образом, изменения температуры массива пород приводят иногда к разнонаправленным деформациям, в зависимости от состава пород и температурного режима.

При достаточно больших линейных размерах массива и изменениях температуры и ее градиента напряжения превысят временное сопротивление породы на разрыв и появится трещина отрыва. Трещины отрыва в целом обладают неровными и извилистыми поверхностями. В данном случае мерзлые породы рассматриваются как хрупкие упругие твердые тела. Иначе говоря, принимается, что время релаксации напряжений велико по сравнению с временем их возникновения и развития. После образования первой трещины массив распадается на две части, причем каждая часть имеет две свободные поверхности - горизонтальную и вертикальную. Появление свободной вертикальной поверхности частично уменьшит напряжения. При однородности материала расстояния от первой трещины, на которых напряжения достигают предельных значений, будут одинаковы и

вторая трещина будет параллельно первой. Таким образом, свободная вертикальная поверхность предопределяет направление следующих трещин, и поверхность однородного массива разбивается параллельными на ряд полос одинаковой толщины. Осуществление сдвига у краев полос даст возможность породе деформироваться без разрыва в направлении вдоль полос, поэтому поперечные разрывы полос наступают на расстояниях, превышающих расстояние в первом случае, и охлаждающийся массив разбивается трещинами не на квадраты, а на правильные прямоугольники, у которых короткие стороны образуются позже длинных.

Образование трещинных полигонов не снимает в нем полностью температурных напряжений, а только уменьшает последние до значений ниже разрывающих усилий. При возрастании градиентов температур эти прямоугольные отдельности делятся последовательно пополам, образуя все более мелкие блоки. Вариациями модуля деформации, коэффициента линейного расширения и градиента температуры в охлаждающемся массиве породы обусловлена извилистость трещин, причем на извилинах создаются особо благоприятные условия для поперечных разрывов.

Так как коэффициенты линейной усадки при высыхании влажных глин (k) по абсолютным величинам значительно больше, чем коэффициенты линейного расширения (α) пород, а прочность меньше, то в случае диагенетических трещин образуются значительно меньшие блоки, чем температурные полигоны.

Вследствие того, что мерзлые породы отличаются друг от друга по прочности, модулю сдвига и коэффициентам линейного расширения, в каждом различающемся по составу слое пород развивается особая система температурных трещин и отдельностей. Образовавшись, эти системы трещин обычно существуют неопределенно долго. При колебаниях температуры выделившиеся блоки испытывают температурные деформации, и если градиенты температуры не повышаются, то новых температурных трещин не образуется, и система трещин остается стабильной.

Первую математическую модель морозобойного растрескивания предложил Б.Н.Достовалов (1952), которая позволяла приближенно рассчитывать расстояние между трещинами и глубину их проникновения в мерзлом массиве пород в зависимости от градиента температуры в массиве, модуля упругости и коэффициента температурной деформации пород. В настоящее время С. Е. Гречищевым (1980) разработана модель, согласно которой трещина в первоначально сплошном массиве возникает, когда температурные напряжения (которые зависят от температуры грунта, его механических свойств и коэффициента температурного расширения) начинают превосходить прочность грунта на разрыв. При этом учитывается релаксация напряжений (расслабление напряжений во времени), которая в пределе (при очень медленном понижении температуры) может приводить к расслаблению напряжений до уровня, не превышающего прочности грунта на разрыв. В этом случае криогенные трещины не будут образовываться даже при охлаждении до очень низких температур.

В модели рассматривается ненарушенный массив грунта в виде математического полупространства, в котором распространение тепла происходит только в одном измерении - по глубине. В этом случае решение уравнения для температурных напряжений σ в массиве известно в виде (Ржаницын, 1968):

$$\sigma_x(\tau) = \frac{E_0(\tau)}{1-\nu} \left[\delta(\tau) - \int_0^\tau \delta(\xi) R(\tau, \xi) d\xi \right]$$

$$R(\tau, \xi) = \frac{E_0(\xi) - E_\infty(\xi) + \tau_p(\xi) \dot{E}_0(\xi)}{E_0(\tau) \tau_p(\xi)} \exp \left[- \int_\xi^\tau \frac{du}{\tau_p(u)} \right],$$

где τ - время; τ_p - время релаксации при растяжении; ξ , u - переменные; ν - коэффициент Пуассона; δ - температурная деформация; E_0 - модуль деформации.

Механические свойства в модели С.Е.Гречищева характеризуются модулями мгновенной и длительной деформации растяжения мерзлого грунта E_0 и E_∞ , пределом длительной прочности на разрыв $\sigma_{\infty,p}$, временем релаксации при растяжении грунта τ_p (принимаемым 25 часов). Температурные напряжения в грунте определяются прежде всего коэффициентом температурного расширения α . По С.Е.Гречищеву, колебания температуры на поверхности грунта с периодом, равным году, вызывающие медленное понижение температуры грунта, не приводят к образованию криогенных трещин из-за небольших напряжений. Трещины являются результатом более короткопериодных (6-7 суток) колебаний. В определенной степени это подтверждается данными наблюдений

Дж.Р.Маккея (1974) и Е.Е.Подборного (1978). Таким образом, упрощенно, по С.Е.Гречищеву, образование трещин происходит при выполнении следующего условия:

$$(1-\nu)\sigma_{\infty, p}/\psi/ E_{\infty} < \alpha \cdot t_{01},$$

где $\psi = 1 + ((\omega_2^2 \tau_p^2 + E_{\infty}^2 / E_0^2) / (\omega_2^2 \tau_p^2 + 1))^{1/2} \cdot t_{02} \cdot E_0 / t_{01} / E_{\infty}$; t_{01} - средняя температура поверхности породы под снегом самого холодного месяца; t_{02} - амплитуда короткопериодных (вторичных) температурных колебаний на поверхности породы под снегом за самый холодный месяц (вторичная амплитуда); $\omega_2 = 22 \cdot 10^{-3}$ 1/ч - частота короткопериодных (вторичных) температурных колебаний; ν - коэффициент Пуассона, принимаемый равным при растяжении 0.35. При этом средняя температура поверхности породы под снегом самого холодного месяца t_{01} определяется по существующим методикам, например, Г.В.Порхаева. Другие характеристики принимаются в основном по данным наблюдений и испытаний, или могут назначаться по справочным материалам.

6.3. Природные факторы, влияющие на динамику и распределение криогенных переходных зон литосферы

Изменение условий теплообмена на поверхности Земли, а так же глубинные тектонические процессы приводят к значительным деформациям

криогенных систем литосферы и возникновению областей активизации природных процессов в криолитозоне. Рассмотрим данные явления на примере динамики ландшафтов и зон тектонической активности.

Ландшафтные факторы

Устойчивое существование криогенных систем определяется теплообменом с атмосферой, который осуществляется через ландшафтную составляющую природной среды. В самом широком смысле ландшафт можно рассматривать как обособленную территорию, в пределах которой компоненты природного комплекса составляют одно целое и взаимно воздействуют друг на друга (Павлов, 1984). Ландшафт в пределах суши охватывает по вертикали приземный (припочвенный) слой воздуха, наземные покровы, почвенный слой и толщу подстилающих горных пород (современную кору выветривания). Жесткая связь ландшафтов с компонентами криолитозоны, в первую очередь зависящими от теплообмена (глубиной деятельного слоя и температурой ММП), определяется тем, что в них преобладает вертикальный энергообмен по сравнению с горизонтальным. В горизонтальном направлении, как правило, отмечается изотермия (Павлов, 1984).

Первостепенное значение для поддержания устойчивости геосистем принадлежит растительному покрову. Этот геокомпонент, один из наиболее

мобильных, легко подвергается трансформации при внешних воздействиях. Вместе с тем растительный покров - главная стабилизирующая сила природы, противодействующая ее нарушению. Существует тесная взаимосвязь растительного покрова с динамикой температурного поля криогенных толщ. Механизм этой связи определяется сильным влиянием растительности на процессы теплообмена и влагообмена почвогрунтов и атмосферы. Для каждого региона существуют определенные зависимости фитоценотического биоморфологического состава с возможностью развития, существования или деградации мерзлых пород, а так же их температуры прочностные и деформативные свойства многочисленные криогенные процессы и явления (пучение, термокарст, термоэрозия, наледеобразование). Это позволяет использовать растительный покров в качестве индикатора мерзлотных условий. При изменении растительности на поверхности земли в первую очередь изменятся мощность деятельного слоя, а затем и температура мерзлых грунтов.

К примеру, увеличение мощности мохового и лишайникового покровов приводит к уменьшению глубин сезонного протаивания, понижению температуры почв и пород. Исследования, проведенные Н. Г. Москаленко (2002) показали, что во всех природных зонах минимальные значения глубин сезонного протаивания наблюдаются под морошково-багульниково-сфагново-кладониевым покровом, развитым на торфяниках. Максимальные глубины протаивания отмечены в тундровой зоне на песчаных дренированных участках, лишенных растительного покрова. Участки с

глубоким протаиванием в северной тайге приурочены к крупным осоково-моховым мочажинам торфяника и болотам.

Устойчивость и динамика ландшафтов определяют соответствующие показатели криогенных систем литосферы. Наименее устойчивыми и соответственно наиболее динамичными участками ландшафтов являются пограничные (контурные) зоны. Это будут: бровка плакора, тыловой шов долины, тальвег оврага, границы природных зон, берега водоемов, края ледников, резко выраженные уступы рельефа, зоны концентрации напряжений горных пород, участки резкой смены литологического состава, различной степени дренированности, прерывистости вечной мерзлоты и другие (Голубчиков, Зайцев, 1992).

Устойчивость растительных сообществ наиболее высока и выражена наилучшим образом в их центральных частях, тогда как на границах даже незначительные изменения параметров среды нередко оказываются критическими. На периферии уже появляются признаки перехода к соседним зонам и соответственно меняются, хоть и в определенных пределах, характеристики криогенных систем (температуры, мощность СТС и др.). Многочисленные переходные образования выделяются как подтипы ландшафтов (лесотундровые, лесолуговые, подтаежные). В экологии переходные зоны, где происходят изменения по градиенту или соприкасаются границы двух контрастных местообитаний, получили название экотонов. На них обнаруживается увеличение разнообразия и плотности живых организмов, повышение мозаичности ландшафтов

известное под названием краевого эффекта. Например, южная граница криолитозоны Евразии является планетарным экотоном.

Мозаичность распределения ландшафтов определяет аналогичное распределение характеристик криогенных толщ. Влияние широтной поясности, определяющей поступление солнечного тепла к поверхности Земли, оказывается значительно измененным. Ландшафтная составляющая является как бы поверхностным управляющим фактором развития криогенных систем при данных климатических условиях. При этом климатическая зональность создает общий фон состояния криолитозоны, но конкретные параметры криогенных систем (мощность деятельного слоя, температура мерзлых пород) будет определяться мозаичностью поверхностных условий.

При глобальных изменениях климата динамика мерзлых толщ будет определяться той же мозаичностью поверхностных условий. А.В.Павловым, для района геокриологического стационара Марре-Сале (Западный Ямал), на котором в течение 1978 – 1995 гг. проводились наблюдения, показано, что потепление мерзлых грунтов на глубине 10 м в различных ландшафтных условиях составило от 0,1 до 1°С. Наибольшее потепление характерно для низкотемпературных тундровых урочищ (современная температура на глубине 10м -7°С), наименьшее – для относительно высокотемпературных урочищ, низких пойм и долин рек (современная температура -2,5°С; (Pavlov, 1996). Таким образом ландшафт становится неотъемлемой частью

криогенных систем. При этом следует помнить, что такие компоненты ландшафта, как литогенная составляющая и криогенное строение ММП, являются продуктом прошлых палеогеографических условий, поэтому не будут изменяться даже при кардинальной смене растительных сообществ (см.гл.2).

Тектонические факторы

Переходные зоны часто приурочены к зонам повышенной геодинамической активности, располагающейся, как правило, на стыках геоструктур разного порядка. Для этих зон характерны повышенная трещиноватость горных пород, разломы, локальные структуры разнопорядковых амплитуд новейших движений, увеличенная плотность экзодинамических процессов на единицу площади, наличие геохимических аномалий. В подзонах дробления и милонитизации породы теряют свою прочность и подвергаются более интенсивному и глубокому выветриванию. Вертикальные поднятия ведут к активизации эрозионно-денудационных процессов. Тектоническая трещиноватость проявляется на поверхности рыхлых мерзлых отложений по тектонически ослабленным зонам: структурным швам на периферии и центральной части неоструктур. Тектоническая трещиноватость изменяет физико-механические свойства мерзлых пород, способствует лучшему проникновению воды и воздуха, что, естественно, приводит к увеличению глубины сезонного протаивания и

образованию микрозападин, а так же усилению термокарста (Великоцкий, 1974).

Зоны геодинамической активности связаны не только с контрастностью в строении грунтовых толщ и экзогенных процессов. Для них присуще повышенное разнообразие растительных сообществ. Оно обусловлено резкорасчлененным рельефом, вариациями механического состава пород и увеличением осадков на наветренных склонах и приподнятых водоразделах. Иными словами, зону повышенной геодинамической активности можно определить как своеобразную геобиоактивную зону, в которой биотическая и биокосная компоненты, в результате энергомассопереноса, создают контрастные и неустойчивые в пространственно-временном отношении ландшафтные обстановки.

В целом можно отметить следующие основные черты зоны повышенной геодинамической активности:

- структурно-тектоническая и литоморфологическая контрастность;
- повышенная трещиноватость горных пород и грунтов;
- геохимические аномалии;
- интенсивный энергомассоперенос;
- фитоценотическая контрастность и видовое разнообразие флоры;
- ускоренный биологический круговорот веществ;

- ландшафтная контрастность и нестабильность природных внутриландшафтных рубежей.

Ключевыми показателями при изучении переходных криогенных зон в областях повышенной геодинамической активности может являться оценка состояния биологического разнообразия. Биоразнообразие является наиболее чувствительным индикатором состояния ландшафтов; будучи связано со всеми их компонентами, оно реагирует на внешнее воздействие изменением либо видового состава, либо структуры сообществ. В качестве универсального индикатора состояния ландшафтов могут служить характеристики растительного покрова. Сравнительный анализ состояния фоновых и нарушенных группировок растительности на ценоотическом, видовом и популяционном уровнях дает достаточно четкое представление о динамике ландшафтов изучаемого района.

6.4. Структура переходных зон в криосфере.

Подводя предварительный итог рассмотрению переходных зон криосферы выделим их общие свойства.

1. Переходные зоны отличаются более сложной структурой и большим числом показателей свойств, чем строение смежных сред; в строении переходной зоны присутствуют элементы обеих сред.

2. Время структурных преобразований вещества в переходной зоне невелико по сравнению со временем существования структур смежных сред.
3. Параметры и строение переходной зоны значительно зависит от влияния внешних условий и меняется в пространстве.
4. Совокупность преобразований в переходной зоне определяет параметры квазистационарной криогенной системы, которые сохраняются на все время ее существования.
5. По сравнению с квазистационарными криогенными системами переходные зоны отличаются большей динамичностью (скоростью изменений).
6. Размеры переходной зоны зависят от масштаба природного объекта.
7. Преобразования в криосфере начинаются в переходных зонах. Если на каком либо участке формируется криогенная система, то все ее элементы последовательно пройдут через этап пребывания в переходной зоне.
8. В пределах переходных зон распределение характеристик может быть дискретным, поскольку формирование и разрыв внутренних связей происходит локально, в различных точках пространства.

С учетом выделения переходных зон мы рассматриваем криосферу, как иерархически организованную систему, состоящую из соподчиненных стабильных квазистационарных криогенных подсистем и динамичных

переходных зон. При изменении внешних условий именно в переходных зонах начинается перестройка криосферы.

Сегодня не представляется возможным подробно рассмотреть основные переходные зоны криосферы. Однако это направление исследований представляется важным, потому что позволяет изучать динамику криосферы с позиции преобразования ее структуры - путем разрушения и трансформации одних квазистационарных криогенных систем и формированием других. Этот подход основывается на допущении существования особых зон повышенной активности, где и осуществляются преобразования.

Перечислим некоторые переходные зоны, распространенные в криосфере Земли. Их выбор прежде всего определяется профессиональной деятельностью авторов.

1. Поверхность растущего кристалла льда (границы фазовых переходов вода-лед, пар-лед).
2. Поверхность формирующейся или разрушающейся криогенной системы (снежный и ледяной покров, промерзающие и протаивающие грунтовые массивы).
3. Области метаморфизма при механическом, тепловом и химическом воздействии на существующие криогенные системы.
4. Неустойчивые области земной поверхности с интенсивным развитием экзогенных процессов.
5. Границы ландшафтов (от зональных до микроландшафтов).

6. Границы областей распространения криогенных толщ.
7. Области техногенные нарушений различных компонентов криосферы.

6.5. Выводы

Существование переходных зон криосферы обусловлено формированием неустойчивых динамичных областей, возникающих при преобразовании и разрушении криогенных систем. При однонаправленном воздействию на криолитозону различные ее элементы могут вести себя по разному потому, что в переходных неустойчивых состояниях направление развития приобретает большую неопределенность.

В развитии переходных зон можно выделить следующие стадии:

1. Структура и внутренние связи, хотя бы и в ослабленном состоянии, соответствуют первичным условиям.
2. Структура и связи прежней системы полностью или частично разрушены.
3. Формируются структурные связи, строение и свойства, соответствующие новым условиям.
4. После формирования новой системы некоторое время происходит достройка - последствие.

Изменение криосферы как результат глобальных изменений климата так же будет происходить путем преобразований квазистационарных систем через переходные зоны в новые состояния. Причем при однонаправленном

воздействию различные ее элементы могут вести себя по разному. Например, при общей тенденции повышения температур мерзлых грунтов, как типичной реакции на потепление климата, в некоторых районах отмечается обратный процесс. Несмотря на большое разнообразие переходных зон, в их строении немало общего, что позволяет использовать единые методические подходы в их изучении.

ГЛАВА. 7. КРИОСФЕРА КАК ИЕРАРХИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

«Разум должен предполагать порядок даже там, где объекты мышления вовсе не даны в их естественной связи».

Р. Декарт

Создание и применение впервые в мире теории систем к естественным объектам связывают с именем А.А. Богданова (Малиновского); он считал, что все объекты и процессы имеют определенный уровень организованности. По его мнению, новая наука тектология должна изучать общие закономерности организаций для всех уровней. Он отмечает, что уровень организации тем выше, чем больше свойства целого отличаются от простой суммы свойств его частей. Он анализировал кризисы как переход структуры организации в новое качественное состояние и подчеркивал роль моделирования и математики при решении задач тектологии. Как и всегда в истории, по-настоящему развитие теории систем происходило при

построении сложных технических систем военного назначения: были выделены достаточные средства и получены соответствующие результаты. Н. Винер определил кибернетику как науку об управлении и связи в животных и машинах. В нашей стране кибернетика, по причине ее применимости к обществу, была встречена враждебно, и только усилиями А. Берга, А.Н. Колмогорова, А.А. Любищева и других стало очевидно, что кибернетика имеет предмет изучения и методы исследования. Ее современное название - системный анализ, который мы предлагаем использовать для криогенных объектов.

Трудный момент в классификации систем - определить цель их развития, что обычно предусматривается в теории систем. Когда имеется в виду машина, или даже человеческое общество (впрочем, для страны и общества нередко это тоже неразрешимая проблема), она может быть определена, но, говоря о живом, об экологической системе, или геологических объектах, приходится рассматривать проблемы целесообразности существования тех или иных систем. Будем считать цель неизвестной и все-таки относить криогенные объекты к системам.

Криосфера – оболочка Земли, отличающаяся отрицательной или нулевой температурой и присутствием воды в твердой фазе или переохлажденном состоянии. Перечисленные условия реализуются во всех геосферах, где создаются соответствующие условия. Криосфера проявляется в разнообразных криогенных образованиях, представляющих собой природные системы. Время их существования разнообразно; они

проявляются в виде эпизодических, кратковременных, сезонных, многолетних и многовековые криогенных образований. Так же различны формы их проявления: ледяные облака, снежный покров, сезонномерзлые почвы и горные породы, сезонный и многолетний ледяной покров водоемов, наледи, горные ледники и ледниковые покровы, многолетнемерзлые породы с подземными льдами, замерзшие зимой растения и погребенные в вечной мерзлоте живые микроорганизмы. Даже социальные структуры подвержены влиянию криосферы. Многочисленные единичные криогенные образования формируют многоуровневую иерархически организованную систему – криосферу.

П. А. Шумским (1955) предложена схема общего строения криосферы. Эта схема базируется на закономерностях географического распространения льда и основана на выделении зон льдообразования (рекристаллизационная, рекристаллизационно-инфильтрационная, холодная инфильтрационная, теплая инфильтрационная, инфильтрационно-конжеляционная, конжеляционная, сезонно-конжеляционная). В зависимости от конкретных условий соотношение зон будет различным. Неравномерное распределение масс горных пород и воды, обладающих различными теллофизическими свойствами предопределяет различие строение криосферы в приморских и континентальных районах Земли. Неравномерное распределение масс горных пород и воды, обладающих различными теллофизическими свойствами предопределяет различие строение криосферы в приморских и континентальных районах Земли. Криосфера, таким образом, представляет

собой многослойное образование, захватывающее различные оболочки Земли. В полярных и приполярных районах она проникает в атмосферу, гидросферу и литосферу, а в экваториальных районах наблюдается только в верхних частях атмосферы. Под воздействием изменения климата вся эта сложная система изменяется расширяясь или сужаясь как по вертикали так и в горизонтальном направлении. В упомянутой работе автору удалось показать, что строение льдов различного генезиса несет важную информацию не только о процессах льдообразования, но и о палеогеографических условиях времени их формирования. В схеме П. А. Шумского льдообразование рассматривается только с позиций зональности, причем зоны льдообразования являются однородными областями, определяемыми балансом тепла и влаги. То есть реакция криосферы и составляющих ее элементов на возмущающие воздействия предполагается линейной. Мы исходим, что криосфера состоит из внутренне структурированных систем различного ранга. Формирование и трансформация данных систем происходит неоднородно: периоды активизации и неустойчивости циклически сменяются периодами стабилизации и устойчивости.

По нашим представлениям анализ любой криогенной системы должен базироваться на одновременном рассмотрении трех компонентов.

1. История. Представления о формировании криогенных систем строятся на представлении о их цикличности. Криогенные системы проходят в своем развитии через стадии становления (юности), квазистационарного состояния

(зрелости) и разрушения или трансформации. Мы придаем большое значение не только результату, но и особенностям пути, по которому развивается криогенная система во времени в период своего становления или трансформации.

2. Энергия. Внешние энергетические воздействия (в основном воздействие Солнца) на атмосферу, гидросферу и поверхность литосферы в 10000 раз сильнее воздействия внутренних источников энергии (Общее мерзлотоведение, 1978). Зональность в распределении солнечной энергии, изменение отражательной способности земной поверхности, колебание солнечной активности, а так же циркуляция атмосферы и гидросферы определяют тепловой баланс различных частей Земли и обуславливают формирование криогенных систем.

3. Среда, в которой формируется криогенная система. Как было показано в предыдущих главах, среда, в которой формируется и существует криогенная система, оказывает на нее определяющее влияние.

Мы предлагаем подход, при котором криосфера в целом и отдельные ее элементы рассматриваются как совокупность внутренне организованных структур, развивающихся во времени и объединенных потоками энергии и вещества (основным компонентом является вода). Среда формирования, энергетические параметры, изменения во времени рассматриваются как переменные факторы, которые воздействуют на связь процесс – криогенная система. При этом связи криогенных систем образуют цикл причин и следствий, проявляющихся в последовательности событий; при этом сами

события не эквивалентны, они различаются по некоторым признакам, что, собственно, и воспринимается как течение времени. Влияние внешних факторов определяется масштабом и динамикой их взаимодействия. И если изменения во времени не имеют большого значения при изучении строения одного кристалла льда, то это значение становится решающим при объяснении строения крупной криогенной системы, пластовой залежи подземного льда, криогенного строения геологической фации или развития ледникового покрова.

Мы исходим из представлений о криосфере, как о сложной, иерархически построенной макросистеме состоящей из квазистационарных подсистем и динамичных переходных зон. Любой компонент криосферы выполняет определенные функции по отношению к системе в целом в соответствии со своими качествами и свойствами. Каждая подсистема характеризуется: определенными параметрами состояния, в частности, температурой (энергетическим состоянием); своими особенностями распределения вещественного состава (структурой), определенными граничными условиями, обеспечивающими ее устойчивость; определенными пространственно временными границами и др., которые отличаются от аналогичных параметров других подсистем и макросистемы в целом.

Воздействия на криосферу, например глобальное изменение климата, избирательно действуют на ее подсистемы. Каждая из них будет реагировать на воздействия по своему и возможно по иному закону, чем вся система в

целом, причем отдельные подсистемы резонируя на внешнее возбуждение могут меняться с гораздо большей скоростью чем начальные воздействия.

7.1 Понятийный аппарат

Следует иметь в виду, что терминология теории систем и системного анализа, несмотря на период более тридцати лет их использования, все еще не имеют общепринятого истолкования. Существуют несколько важных принципов теории систем, которые также необходимо иметь в виду.

Таблица 9. Общая классификация систем

1. Характер взаимоотношений со средой	Открытые (непрерывный обмен) Закрытые (слабая связь)
2. Причинная обусловленность	Детерминированные Стохастические
3. Степень подчиненности	Простые (каждый с каждым) Иерархические (существует соподчиненность)
4. По отношению к времени	Статические Динамические
5. По степени сложности	Простые (мало элементов <10) Сложные Большие

Первый принцип – система представляет собой совокупность элементов, связанных в одно качественное целое; это не простое объединение (сложение) элементов. Второй принцип заключается в

признании того, что свойства системы не являются суммой свойств ее элементов. Таким образом, система обладает свойствами, которые могут отсутствовать у ее элементов. Третий принцип называют принципом эффективности; для случая криогенной системы он с некоторой условностью может означать, что выделяемый объект (кристалл, горная порода, горизонт) представляет собой длительно существующий целостный качественный элемент. Четвертый принцип запрещает рассматривать систему изолированно от окружающей среды. Общая классификация систем (Перегудов, Тарасенко, 1989) приведена в табл. 9.

Геосистема. Геосистема – это природно-географическое единство всех возможных категорий от планетарной геосистемы (географической оболочки или географической среды в целом) до элементарной геосистемы (физико-географической фации (Сочава, 1978)). Геосистемы являются материальным выражением целостности географической оболочки и отдельных ее участков. Жесткость связей между компонентами геосистемы может быть поставлена на первое место в ряду критериев ее выделения, так как характеризует их структуру. При нарушении допустимой жесткости геосистема как таковая неминуемо распадется. Это обстоятельство имеет глубокий смысл, так как с одной стороны, определяет возможность длительного существования геосистемы как целого и, с другой – не стесняет некоторого отклонения в строении при адаптации системы к внешним возмущениям.

Возраст геосистемы. Каждый компонент геосистемы представлен подразделениями различного ранга, сформировавшиеся в процессе

исторического развития этого компонента при взаимодействии с другими, нередко развивающимися в другом темпе, поэтому каждый отдельный компонент геосистемы может иметь свой возраст. Часто о возрасте той или иной геосистемы судят на основе возраста одного из компонентов. Однако правильнее будет различать возраст геосистемы и отдельных ее составляющих. Возраст геосистемы определяется тем сроком, в течении которого взаимоотношение между ее компонентами продолжается более или менее постоянными. Отдельные компоненты могут быть старше. Например возраст минеральной составляющей эпигенетических мерзлых толщ древнее возраста соответствующей ей криогенной системы. Установление возраста геосистем требует анализа связей между компонентами геосистем во времени.

Ивариант. Каждую геосистему характеризует неизменяемая часть – инвариант, и часть, потенциально доступная преобразованию. Для криогенной системы например, инвариант - это пространственное соотношение льда и минеральной составляющей (криотекстура), а преобразуемая часть соотношение между замерзшей и незамерзшей водой, температура, механические свойства. Для каждого инварианта время прошедшее с момента его возникновения можно считать возрастом геосистемы.

Динамика геосистемы. Необходимой предпосылкой для понимания динамической природы геосистем служит представление об их инвариантном и преобразуемом началах. Все превращения внутри неизменного инварианта

рассматриваются как ее динамика. Наряду с тенденциями к изменению структуры геосистем им присуще и стабилизирующее начало, которое определяется процессами саморегуляции. Под саморегуляцией геосистемы понимается приведение ее в устойчивое состояние и восстановление структуры, нарушенной в процессе функционирования. Причем действенность ее тем больше, чем меньше нарушена структура (Сочава, 1978). Таким образом при рассмотрении динамики криогенных систем следует так же учитывать и стабилизирующую динамику саморегуляции.

Устойчивость. С понятием саморегуляции геосистемы неразрывно связано понятие устойчивости. Согласно определению В.Б. Сочавы (1978), устойчивость геосистем определяется совокупностью переменных состояний в рамках одного инварианта, когда соотношения между компонентами геосистемы остаются более или менее подобными. Близкое к этому толкование понятия "устойчивость" дают и другие авторы. Так, под устойчивостью геосистем понимается постоянство характеристик системы во времени (Дьяконов, 1974), способность геосистем не изменяться под внешней нагрузкой и быстро восстанавливаться после ее снятия (Дашкевич, 1984).

Критерием для определения степени устойчивости геосистем к техногенным воздействиям является время релаксации (Солнцев, 1981), необходимое для возвращения в состояние, близкое к исходному. Т.В. Звонкова (1987) считает целесообразным использование понятия

устойчивости в трех аспектах; а) устойчивость как способность территории длительное время сохранять первоначальное состояние; б) устойчивость как генетическая взаимосвязь между всеми типами ландшафтов, обусловленная их исторически сложившимся разнообразием; в) устойчивость однотипных локальных геосистем и целостность структуры.

Устойчивость геологических тел различных масштабов - проявление их индивидуальности, реализация обобщенного принципа Ле Шателье - Брауна, согласно которому внешнее воздействие, выводящее систему из состояния термодинамического равновесия, порождает в системе процессы, стремящиеся ослабить эффект воздействия. Кроме того, причина общей сопротивляемости тел состоит в их невосприимчивости, определяемой отсутствием средства с возмущающим фактором. Обращает на себя внимание также естественное различие эффектов как питающих, так и непитающих воздействий. Потоки, не обеспечивающие ядро системы веществом и энергией, сильнее рассеиваются у его поверхности. Например, дальнейшее осадконакопление слабо влияет на сформированную толщу отложений.

Основы теории устойчивости, имеющей большое значение при анализе природных процессов, разработаны в математике и механике (Директор, Рорер, 1974). Само понятие устойчивости было введено русским математиком А.М.Ляпуновым. Им также был разработан метод исследования дифференциальных уравнений, описывающих природные процессы, на устойчивость с помощью специальных функций, называемых функциями

Ляпунова. Процессы, происходящие в мерзлых породах - деформирование, изменение температуры, миграция воды и солей, фазовые переходы - являются термодинамическими процессами. Из второго начала термодинамики следует, что существует некоторая функция (энтропия), монотонно возрастающая до тех пор, пока не достигнет своего максимального значения в состоянии термодинамического равновесия:

$$\frac{dS}{dt} \geq 0$$

Рассмотрим типичный процесс установления равновесия, приводящий к функциям Ляпунова, - выравнивание концентраций солей X_i в мерзлом грунте, находящемся при постоянной температуре. Эволюцию такой системы можно задать уравнениями скоростей выравнивания концентраций:

$$\frac{dX_i}{dt} = F_i(X_i)$$

где F_i - скорость перемещения (выравнивания) компоненты X_i . При этом каждая компонента может иметь свое уравнение выравнивания. Предположим, что при $X_i=0$ все скорости обращаются в нуль. Тогда $X_i=0$ - точка равновесия рассматриваемой системы. Рассмотрим, что произойдет, если мы начнем с ненулевых значений концентраций X_i . Нам необходимо установить, будет ли система эволюционировать к точке равновесия X_i . Это типичный пример, когда необходимо использование функций Ляпунова. Пусть некоторая функция концентраций $v=v(X_1, \dots, X_n)$ положительна во всем

интересующем нас диапазоне концентраций и обращается в нуль при $X_i=0$.

Производную функции v по времени можно представить в виде:

$$dv/dt = \sum dv/dX_i * dX_i/dt = \sum dv/dX_i * F_i(X_i)$$

Теорема Ляпунова утверждает, что система будет эволюционировать к точке равновесия $X_i=0$, если производная dv/dt функции v по времени имеет знак, противоположный знаку самой функции v . В нашем примере производная dv/dt должна быть отрицательной.

Другой типичный пример из области геокриологии - теплопроводность.

Изменение температуры со временем для случая одной координаты описывается классическим уравнением Фурье:

$$\frac{dT}{dt} = a \frac{d^2T}{dx^2}$$

где a - температуропроводность ($a>0$). Функция Ляпунова может быть записана в следующем виде:

$$L(T) = \int \left(\frac{dT}{dx} \right)^2 dx$$

Можно убедиться, что функция Ляпунова $L(T)$ в самом деле убывает до своего минимального значения, когда достигается тепловое равновесие.

Таким образом, начальное неоднородное распределение температуры стремится к равновесию, когда температуры распределены равномерно.

Принято говорить, что равномерное распределение температуры является аттрактором для начальных неоднородных распределений температуры.

С другой стороны, строго говоря, все параметры системы носят вероятностный характер. Среди множества n сценариев развития системы после техногенного воздействия пусть каждый имеет вероятность своего осуществления p_i . Величина

$$H = -\sum_{i=1}^n p_i \log p_i$$

характеризует энтропию системы и максимальна при равновероятности всех сценариев, которая наступает в случае полного нарушения и хаоса в системе. Следовательно, значение $1/H$ может выступать в качестве наиболее общего коэффициента устойчивости.

Стабильность, чувствительность. Под "стабильностью геосистемы" следует понимать ее способность гасить возмущающие воздействия. Обладающие такой способностью геосистемы обычно называются стабильными и отличаются нечувствительностью к внешним воздействиям. В то же время существуют геосистемы, чрезвычайно чувствительные к изменениям внешней среды. Причем часто незначительные воздействия на такие геосистемы приводят к необратимым последствиям (Чигир и др., 1988). Таким образом, понятие "чувствительность" отражает степень стабильности или лабильности геосистем или, способность геосистем адаптироваться при непрерывно изменяющихся внешних условиях.

Переходные состояния. Выше рассмотренные понятия относятся к устойчивым т.е. существующим достаточно долго криогенным системам. В криосфере существуют так же определенные состояния, определяемые нами

как переходные состояния, при которых структурные связи еще не стабилизированы. Этим состояниям соответствуют этапы формирования криогенных систем, их перестройки и разрушения. Динамика переходных состояний определяется тем обстоятельством, что в них отсутствуют четко выраженные инварианты

Степень устойчивости криогенных систем неодинакова. Изменение какого-либо из параметров внешней среды влечет за собой соответствующую перестройку структуры криогенной системы (ее температурного режима, взаиморасположение ледяных элементов, мощности, содержание незамерзшей воды, льдистости). Строение и свойства устойчивых криогенных систем изучены довольно хорошо. Однако, пограничные состояния, когда криогенные системы только формируются, или, наоборот, изменяются после достижения критических возмущений, исследованы гораздо слабее. В самом общем виде устойчивость криогенных систем обуславливается возможностью сохранять отрицательную температуру и лед. Устойчивость криогенной системы утрачивается после того, когда ее температура поднимается до значений интенсивных фазовых переходов, и в ней начинают разрушаться связи, обусловленные наличием льда. Для некоторых условий (переохлаждение воды, повышенные давления, минерализация растворов, изменение структуры воды) температуры могут быть заметно ниже нуля градусов Цельсия. Степень устойчивости криогенных систем неодинакова; например, более крупные системы обладают большей инерционностью.

7.2. Криосфера как иерархическая система

Обзор строения различных компонентов криосферы показывает, что она состоит из иерархически организованных устойчивых криогенных подсистем имеющих различные размеры, время существования, положение в пространстве динамику развития. Криогенные системы охватывают практически все оболочки Земли, поэтому возникает необходимость их систематизации. Построить общую классификацию в настоящее время не представляется возможным; для этого следует разработать серию частных классификаций, отражающую иерархию криогенных образований в различных средах. Пока можно сформулировать некоторые общие принципы построения таких систем.

1. Высшим уровнем, куда входят составной частью все частные классификации, является криосферный уровень. Данный уровень включает зональные и палеогеографические факторы. На нем выделяются природные зоны (являющиеся подсистемами криосферы), связанные с взаимодействием Земли и Солнца, и палеогеографические параметры связанные с распределением геосфер (литосферы, гидросферы, атмосферы), климата. Согласно зональных и палеогеографических границ выделяются соответствующие криогенные системы, охватывающие криосферу для некоторого временного рубежа. Двигаясь по хронологической шкале, можно рассматривать изменение криосферы во времени.

2. Подсистемы, формирующие системы более высокого порядка, объединяются в группу структурно-генетических криогенных систем. В них входят криогенные системы, объединенные по генетическому признаку; такие группы существуют для всех геосфер (типы облаков для атмосферы, генетические типы отложений для литосферы, типы льдов водоемов, снегов, ледников). В зависимости от масштаба рассмотрения данные группы образуют подсистемы; например для осадочных тощ: генетический тип, фациальная зона, фация. На структурно-генетическом уровне рассматриваются конкретные природные образования единого генезиса на фоне их существования в области отрицательных температур. В строении криогенной системы отражены ее генетические и криогенные особенности. При исследовании на этом уровне рассматривается история формирования криогенных систем, выделяются границы существования, фиксируются общие структурно – текстурные параметры, энергетические характеристики (температура) и свойства.

3. На текстурно-криогенном уровне рассматриваются не естественно-исторические природные образования (толщи, мерзлые породы), а отдельные криогенные элементы: криотекстуры, ледяные прослойки, кристаллы льда. Фактически это уровень формирования льда в реальных условиях. Здесь фиксируются процессы, обеспечивающие возникновение и развитие ледяных образований, выявляются факторы, обеспечивающие развитие данных процессов (энергетические, вещественные, структурные), фиксируются контакты. На текстурно-структурном уровне рассматривается стадии

развития элементарных криогенных систем в отдельных точках естественно-исторических криогенных образований в небольшие отрезки времени (по сравнению с временем формирования самих образований). Рассмотрим данную классификацию на примере криогенных систем в литосфере.

Первый уровень – криосферный. Соответствует области распространения отрицательных температур и природных образований, содержащих лед в твердой фазе. Данный уровень определяется энергетическими параметрами и отражается в зональности распределения солнечного излучения (космические факторы) и палеогеографическими условиями. Он охватывает все оболочки Земли и включает в себя всю совокупность криогенных образований.

Второй уровень – геосферный. Данный уровень отражает особенности строения криосферы в определенных геосферах Земли (атмосфере, гидросфере, литосфере, биосфере, социосфере) и на их границах.

Третий уровень - структурно-генетический. Соответствует криогенным системам формирование которых обусловлено единством происхождения (морской, аллювиальный озерно-аллювиальный, озерно-ледниковый, ледниковый, эоловый, озерно-болотный, делювиальный, элювиальный, солифлюкционный, оползневой, пролювиальный). Выделяются особенности распространения: многолетнемерзлые породы (ММП) сплошного распространения (талики занимают до 10%), прерывистого распространения (талики до 50%), островного распространения (талики свыше 50%), редкоостровного распространения (ММП составляют менее 10% площади).

Четвертый уровень - структурно-морфологический. Соответствует определенным однородным морфологическим элементам внутри генетического типа - фациям (состав: крупнодисперсный, мелкодисперсный, биогенный, слоистость, содержание органического материала, засоленность, влажность) Реконструируется тип промерзания: эпигенетический, сингенетический; дается общая характеристика криогенного строения. Определяется температура грунтов: переходные ММП со среднегодовой температурой t_{cp} от 0 до -1°C ; высокотемпературные ММП t_{cp} от -1°C до -3°C ; низкотемпературные ММП t_{cp} от -3°C до -7°C и ниже. Мощность ММП незначительной мощности (до 20 м), малой мощности (20-50 м), средней мощности (50 – 100 м), большой мощности (более 100 м).

Пятый уровень – криотестурный. Соответствует особенностям распределения льда в криогенных системах 4 уровня. Выделяются следующие основные виды криогенных текстур в грунтах: массивная, базальная, корковая, порфириовидная, линзовидная, сетчатая, слоистая.

Шестой уровень – криоструктурный. Охватывает микростроение мерзлой минеральной породы и отдельных ледяных образований, формирующих текстуру криогенных фаций. Для минеральной составляющей криоструктурному уровню соответствует лед-цемент (базальный, поровый, пленочный, контактный, смешанный), для отдельных ледяных элементов - ориентировка и морфология формирующих их кристаллов. Выделяются следующие основные виды структуры льда в грунте (Шумский, 1955):

- 1) аллотриоморфнозернистую (неправильнозернистую) – кристаллы льда неправильные, деформированные под воздействием других зерен; кристаллографическая ориентировка беспорядочная;
- 2) панидиооморфнозернистую (призматическую) – кристаллы имеют правильную форму и упорядоченную линейную ориентировку;
- 3) гипидиоморфнозернистую, занимающую промежуточное положение между двумя первыми. Кристаллы льда или пластинчатые (сплюснутые по главной оси) или столбчатые (вытянутые по главной оси).

Седьмой уровень - первичная криогенная система. Соответствует единичному кристаллу льда (представляющему единичное образование или входящему в состав ледяного элемента мерзлого грунта). Данный уровень соответствует первичному материальному объекту криосферы. Присутствует (хотя бы потенциально) во всем пространстве криосферы и обеспечивает единство свойств и строения всех криогенных образований.

Классификаций мерзлых толщ существует достаточно много, и по сути они довольно схожи. К положительным чертам этих классификаций можно отнести то, что с их помощью, фиксируя набор параметров мерзлых толщ, можно достаточно исчерпывающе охарактеризовать современное состояние мерзлых пород и их расположение в пространстве криолитозоны (Основы геокриологии, 2001).

Однако, что анализ развития конкретного геологического тела, каким является любая мерзлая толща, с помощью таких классификаций невозможен. Даже на уровне фаций недостаточно рассматривать, например, лишь вещественный состав или черты строения. Для каждой фации важным фактором являются поверхностные условия

времени начала формирования мерзлой толщи, поскольку именно они определяют конфигурацию температурного поля и интенсивность теплообмена.

Изучение криогенных систем иногда представляется ошеломляюще трудным. Однако при эти трудности могут быть преодолены правильным проведением исследования. Единичную криогенную систему, какой бы сложной она не была, можно рассматривать как совокупность нескольких простых подсистем. Здесь напрашивается сравнение с сложным механизмом. На первый взгляд невозможно понять как он функционирует. Но он состоит из подогнанных подсистем, обеспечивающих согласованную работу. Выделив и охарактеризовав строение подсистем и их взаимодействие, можно понять последовательность процессов, сформировавших исследуемую криогенную систему (ледник, ледяную жилу, мерзлую толщу, снежный покров, ледяной массив). Наука располагает современными методами изучения природы, позволяющими изучить состав, строение, свойства возраст объекта и процессы формирования. При этом главное - правильно выделить предмет изучения, проследить его внутренние и внешние связи, определить путь развития во времени, охарактеризовать свойства.

Состояния криогенных систем

Любая криогенная система в рамках границ существования претерпевает изменения, связанные с энергомассообменом, и в течении определенного времени пребывает в следующих состояниях:

- 1) становление;
- 2) зрелая фаза (квазистационарное состояние), представляет собой серию устойчивых состояний в пределах выделенного инварианта;
- 3) фаза деструкции (переход к другому инварианту криогенной системы или полное его разрушение).

При рассмотрении изменений следует помнить, что выделение направления их развития еще не свидетельствует о смене состояния. Если при изменении температуры мерзлые породы сохраняют в определенных пределах характерные для них строение и свойства, такой грунтовый массив можно выделять как квазистационарную криогенную систему (Основы геокриологии, 2001).

Рассмотрим особенности трансформации криогенных систем при смене инварианта и переходе в новое состояние.

Переход в новое состояние влечет за собой перестройку внутренней структуры и параметров криогенной системы (ее криогенного строения, положения в пространстве, температурного режима), а система стремится к равновесию с изменившимися условиями.

Траектория, по которой эволюционирует система при увеличении управляющего параметра, характеризуется чередованием устойчивых областей, где доминируют детерминистические законы, и неустойчивых областей вблизи точек бифуркаций, где перед системой открывается возможность выбора одного из нескольких вариантов будущего. Эта смесь необходимости и случайности и составляет «историю» системы (Пригожин,

Стенгерс, 2003). В динамичных переходных зонах наблюдается наибольший разброс параметров показателей, характерных для соседствующих квазиустойчивых областей. Причины обуславливающие дискретность изменения различных криогенных характеристик обуславливаются увеличением внутренних границ в пределах геосистемы и внешних граничных условий (граница кристалла, или граница различных совокупностей кристаллов, гранулометрического и минералогического состава, засоленности, границы ландшафтов, береговая зона между акваторией и сушей, фациальная неоднородность, форма рельефа, глубина бассейна, экспозиция склона) Изменение различных характеристик в следствие большого количества точек бифуркации на границах происходит дискретно.

Интерес к неравномерному развитию природных систем имеет давнюю историю. Максвелл в 1882 году (Maxwell, 1882), анализируя взрыв ружейного пороха замечает: «Во всех этих случаях имеется одно общее обстоятельство: система обладает некоторым количеством потенциальной энергии, способным трансформироваться в движение, но не трансформирующимся до тех пор, пока система не достигнет определенной конфигурации, для перехода в которую требуется совершить работу, в одних случаях бесконечно малую, но, вообще говоря, не находящуюся в определенной пропорции к энергии, выделяемой в следствие перехода. Примерами могут служить скала, отделившаяся от основания в результате выветривания и балансирующая на выступе горного склона, небольшая

искра, поджигающая огромный лес, слово, ввергающее мир в пучину войны, крупица вещества, лишаящая человека воли, крохотная спора, заражающая посевы картофеля, гемулла, превращающая нас в философов или идиотов. У каждого существования выше определенного ранга имеются свои особые точки; чем выше ранг, тем их больше. В этих точках воздействия, физическая величина которых слишком мала для того, чтобы существо конечных размеров принимало их во внимание, могут приводить к необычайно важным последствиям. Всеми великими результатами человеческой деятельности мы обязаны искусному использованию таких особых состояний, когда такая возможность предоставляется».

Стационарное состояние системы зависит от значений управляющих параметров. В случае криогенных систем основным управляющим параметром является температура мерзлых пород. Увеличение температуры уводит криогенную систему все дальше и дальше от равновесия. При некотором критическом значении температуры система достигает порога устойчивости, которое называется точкой бифуркации. В точке бифуркации система становится неустойчивой относительно флуктуаций. В этом случае появляется минимум два пути дальнейшего развития.

Встает очевидный вопрос о достоверности прогнозирования поведения криогенных систем. В геокриологии, например, выявляется «...что для статистически неоднородных сред попытки неограниченного повышения точности прогноза принципиально обречены на неудачу, так как в силу самой природы среды существует некоторая предельная минимальная

величина, меньше которой погрешность быть не может» (Гречищев и др., 1980).

Степень инерционности мерзлотных геосистем и отдельных их параметров неодинакова. Необходимо понять, какое изменение состояния криогеосистем следует считать выходом из равновесия. Очевидно, что устойчивость криогенных систем может обеспечить только способность при данных воздействиях сохранять отрицательную температуру и мерзлый субстрат (содержать лед). Если именно так понимать предел устойчивости криогеосистемы, то он, следовательно, определяется количеством энергии, необходимой для повышения температуры систем до указанных значений фазовых переходов лед – вода. Такое количество энергии можно считать мерой кратковременной предельно допустимой нагрузки на систему. Следует учитывать, что в реальных условиях для длиннопериодной деградации криогеосистемы требуется значительно меньше энергии. Это связано с физикой прямых и обратных связей в мерзлотной геосистеме, когда одни процессы способны инициировать другие.

Внешнее воздействие на макросистему посредством определенных воздействий (температурных, механических) может привести к преимущественному возбуждению отдельных ее подсистем и давать, при определенных условиях, эффект резонанса. При этом они будут релаксировать быстрее и, возможно, по иному закону, чем система в целом. Еще одной отличительной особенностью переходных состояний является обратимость вектора развития. Если в квазистационарных системах развитие

имеет определенную направленность, которая поддерживается самой структурой системы, то в переходных зонах, где структурированность уменьшается, развитие приобретает более вероятностный характер и может резко изменять направление развития вплоть до обратного.

В переходной зоне подсистемы криогенные системы получают большую свободу и самостоятельность. Воздействующий фактор (или группа факторов) избирательно влияет на отдельные подсистемы. Это определит тенденцию, динамику и конечный результат преобразования структуры и свойств криогенной системы. В каком-то смысле структуру переходных криогенных зон можно считать определённым образом закодированной информацией о направленности, интенсивности и стадии развития изменений.

Криогенные процессы

В широком смысле криогенными процессами являются любые преобразования природной среды, связанные с проявлением фазовых переходов вода (водяной пар) - лед и обусловленных ими физических, химических, биохимических и других процессов (Гляциологический словарь, 1984). Они реализуются во всем объеме криосферы и сопровождаются формированием и разрушением льда.

Криогенные процессы являются отдельными элементарными проявлениями нарушения устойчивости и отражают пространственную

структуру, строение, состав криогенной системы. Если криогенная система находится в устойчивом квазистационарном состоянии, то криогенные процессы выражены незначительно, часто имеют обратимый характер и не приводят к разрушению системы в целом. В переходных зонах криогенные процессы выражены гораздо сильнее. Они импульсами изменяют систему (формируют, перестраивают или разрушают ее), но не являются основой самих изменений. Сначала создаются внешние условия формирования или изменения криогенных систем. Затем по мере накопления энергетических или механических изменений меняется состояние системы в целом или ее отдельных частей. И лишь потом развивается парагенетическая совокупность криогенных процессов, трансформирующих или разрушающих криогенные системы, обеспечивая их переход в состояние соответствующее новым термодинамическим условиям.

Таким образом, отдельные криогенные процессы являются низшим звеном криогенеза, его элементарной, но самой динамичной составляющей, обеспечивающей изменения отдельных частей криосферы вслед за изменившимися внутренними или внешними условиями.

Криогенные процессы никогда не наблюдаются в единичных проявлениях. Криогенной системе (любого ранга) или переходному состоянию соответствует парагенетический комплекс процессов, отражающих их пространственно-временные и структурные особенности. Такие комплексы процессов наблюдаются уже при формировании кристаллов льда. У растущей поверхности образуются промежуточные

структуры (кластеры). Они присоединяются к растущей поверхности кристалла и транспортируются до определенного участка, где встраиваются в кристаллическую решетку. Одновременно происходит вытеснение или включение примесей в структуру кристалла. После формирования первичного строения кристалла происходит его достройка. Мы наблюдаем систему процессов, каждый из которых обеспечивает выполнение определенной операции.

То же самое происходит при вытаивании залежи подземного льда. Используем наблюдения А. И. Кизякова (Кизяков, 2005). Вытаивание залежи начинается с момента, когда ее кровля оказывается затронутой сезонным протаиванием. На начальном этапе начинается интенсивное развитие оползне-потоков по пластовому льду. Оползни потоки сносят перекрывающий материал и обнажают ледяную поверхность. В результате солнечной радиации происходит интенсивное вытаивание льда, образование крутого уступа и стекание образующейся воды вниз по склону. Образующийся водный поток образует промоины и начинает развиваться термоэрозия. Образование уступа приводит к обрушению перекрывающего грунта. Оттаявший грунт в нижней части уступа удаляется стекающими водами. Здесь так же, каждый процесс выполняет свою роль, а в целом комплекс системно организованных криогенных процессов переводит неустойчивый массив мерзлых пород, в другое более устойчивое состояние. Парагенетические комплексы криогенных процессов меняют свою структуру на разных стадиях формирования, трансформации или разрушения

криогенных систем в соответствии с внутренними неоднородностями системы или изменении внешних условий.

Временные аспекты формирования криогенных систем

При исследовании криогенных систем фактор времени, несмотря на его важность, обычно не рассматривается. Проводя анализ криогенного строения, или делая палеогеографические реконструкции на основании изучения ледяных образований (на поверхности или внутри литосферы или гидросферы), основываются на существующих представлениях о процессах. Однако фактор времени, наряду с тепловым и вещественным состоянием среды, в которой формируется и существует криогенная система, существенно влияет на формирование ее строения и свойства. По мнению П. Вильямса (Williams, 1961), «плотность распределения характерных палеомерзлотных образований в грунтах не столько отражает климатические условия, сколько период времени, в течении которого они могли возникнуть». Это утверждение является справедливым по отношению к любой криогенной системе.

Существование криогенных систем определяется естественными природными циклами колебаний, меняющих тепловое состояние различных компонентов Земли. Суточные, годовые, многолетние и тысячелетние колебания температуры формируют в определенных оболочках и географических зонах Земли области отрицательных температур. Они

отражаются на времени существования криогенных систем, на их распространенности и выраженности.

Суточный цикл определяет развитие криогенных образований, формирующихся за счет суточного понижения температуры ниже 0°C (изморозь, иней, лед на водной или земной поверхности – рис.47). Здесь для определенного промежутка времени можно выделить интервал начала развития (переходная зона), существование устойчивой криогенной системы и этап разрушения (переходная зона).



Рис. 47. Молодой лед на поверхности земли, возникший в результате ночного охлаждения (квазистационарное состояние).



Рис. 48. Сезонный морской лед, Берингово море, Аляска; фаза деструкции.

Годовой цикл определяет развитие криогенных образований формирующихся за счет годового понижения температуры ниже 0°C (снег, покровный лед водоемов – рис. 48, слой отрицательных температур в морских водоемах, сезонномерзлый горизонт). Здесь можно проследить те же стадии развития криогенных систем, как и при суточном цикле.

Долговременное существование криогенных систем определяется особенностями тепловых процессов. Там, где годовое соотношение прихода и расхода тепла определяют существование отрицательных температур, получают развитие криогенные системы, которые существуют сотни, тысячи и миллионы лет (снежники, ледники, многолетнемерзлые породы, слой отрицательнотемпературных вод в полярных морских бассейнах). За время их существования происходит неоднократное изменение внешних условий,

поэтому система может перестраиваться, распадаться и снова образовывать новые криогенные системы. Все это может происходить при отрицательных температурах.

Для каждой криогенной системы существует минимальное время формирования. То есть для одних и тех же условий (гранулометрический состав, температура, влажность, засоленность, плотность) криогенное строение различно только из-за разных скоростей льдообразования. Сходное криогенное строение в различных породах может быть результатом различного времени промерзания. Например, для формирования залежи пластового льда при погребении требуется быстрое поступление перекрывающих осадков, а для развития внутригрунтовой залежи сегрегационного генезиса необходимо длительное сохранение соотношения между промерзанием и потоком поровой влаги к его фронту.

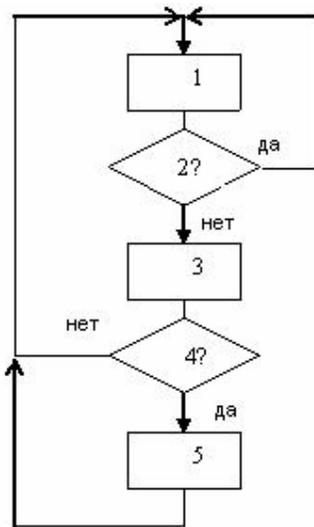
Использование абсолютного времени при этом малоэффективно. Но если берется за основу время функционирования и существования объекта в естественных условиях, выделяются этапы жизни криогенной системы. И в самом, казалось бы, мимолетном состоянии можно выделить фазу роста, стабильного существования, и фазу разрушения.

Развитие криогенных систем в переходных зонах идет быстрее, чем в квазистационарных состояниях. Это связано с тем, что элементарные процессы более интенсивны; в переходной зоне наблюдаются большие градиенты температуры, или действующей силы, и большее разнообразие влияющих факторов.

Существует два подхода к понятию времени: 1 – время есть нечто однородное, постоянное и внешнее по отношению к событиям; 2 – время неотделимо от природных процессов. Сегодня развиваются представления, по которым материя характеризуется неоднородным (квантовым) характером эволюции, при котором состояния относительного покоя разделены кратковременными состояниями перестройки. Чтобы обеспечить, способ количественных оценок (метрики) неоднородного времени, следует рассматривать время не как последовательность событий (моментов), а как последовательность разнокачественных состояний (интервалов), разделенных событиями-моментами (Лазарев, 2002).

В стратиграфии понятие изохронности (одновременности) имеет отношение только к интервалам (объемам), но не к границам. Этот принцип характеризует реальное время макропроцессов, состоящее из интервалов, в отличие от условного физического «времени», состоящего из моментов. Последовательность интервалов исторического времени есть последовательность состояний.

Изменения происходящие при формировании, деформировании и разрушении криогенных систем группируются крайне неравномерно. В короткие пространственно-временные интервалы, соответствующие переходным зонам-состояниям, происходит формирование основных свойств криогенных систем, затем наступает продолжительный этап покоя. Так продолжается до тех пор, пока внешние воздействия не выведут систему из устойчивого состояния.



1. Наступило новое квазистационарное состояние системы
2. Произошло воздействие, и система разрушилась, не так ли?
3. Система испытала деформацию
4. Это то же самое состояние?
5. Возможно, Вы и правы, но воздействие продолжается; подождите...

Рис. 49. Алгоритм, моделирующий развитие криогенной системы

Опять наступает непродолжительная фаза, в которой резко произойдет перестройка структуры и система перейдет в устойчивое состояние в соответствии с новыми условиями. Схема алгоритма, который моделирует развитие криогенной системы, представлена на рис. 49. При этом интервал, который для одной системы будет соответствовать переходному состоянию, для другой будет превосходить время ее существования.

Модели формирования различных криогенных систем базируются на представлениях о однородности энерго-массообменных процессов во времени и однородности происходящих пространственно-временных изменений. Как показывают рассмотренные материалы, это не так; необходимо классифицировать криогенные системы по их инвариантам. Эта задача пока не решена.

Космические факторы формирования криосферы

Криосфера – результат главным образом внешних, космических причин. Выделяются следующие астрономические периоды: 90 тыс. лет - изменения эксцентриситета земной орбиты; 41 тыс. лет - изменения наклона эклиптики; 21 тыс. лет - изменения прецессии равнодействия. Считается, что вариации этих характеристик являются причиной длительных похолоданий и потеплений. Приливные воздействия планет и Солнца формируют общий цикл Солнечной системы примерно в 180 лет. Его гармоника является составляющими в вариациях солнечной активности и температур воздуха у поверхности Земли. Известны более короткие колебания, например, 11-летний цикл солнечной активности. Периоды оледенения могли быть вызваны прохождением Солнечной системы через спиральные рукава Галактики с меняющейся плотностью и сложной структурой. Возможно, они связаны с космическими лучами, идущими от взрывающихся сверхновых звезд. Около семидесяти миллионов лет назад Солнце вошло в спиральный рукав Стрельца, и глобальная температура на нашей планете снизилась на 8 градусов.

7.3 Выводы

В строении криогенной системы любого ранга отражена история ее развития, условия теплообмена и особенности среды в которой она образуется.

Развитие криогенных систем происходит неравномерно; состояния относительного покоя разделены кратковременными состояниями неустойчивости, в которых происходит формирование основных параметров новой системы.

Факторы, влияющие на развитие квазистационарной криогенной системы, имеют вероятностный характер.

Парагенетические процессы развития криогенных систем отражают строение и состав последних.

ГЛАВА 8. КРИОГЕННЫЕ СИСТЕМЫ В КОСМОСЕ

8.1. Типы криолитогенеза

Сегодняшнее состояние Вселенной можно сравнить с окончившимся праздником: вспышки фейерверка остались в прошлом, искры в виде звезд пока горят, но все пространство уже наполнил холод с температурой, близкой к абсолютному нулю, и лишь близость к звездам позволяет некоторым планетам иметь такую роскошь, как морской прибой или просто жидкая вода. Мерзлые горные породы не исключение, а, скорее, правило в

космосе. Их существование подтверждено на других планетах Солнечной системы и их спутниках. Таким образом, космические тела в большинстве являются криогенными системами, свойства которых близки к тем, что встречаются на Земле.

Ту роль, которую играет на Земле вода, на других планетах может исполнять углекислота, метан, аммиак и некоторые другие соединения, одновременно существуя в трех фазовых состояниях: твердом, жидком и газообразном. Такое вещество можно назвать активным компонентом геологической среды; его фазовые переходы при этом не только составляют важнейшую часть энергетического баланса планеты, но и определяют разнообразие экзогенных процессов. Температуры и химический состав определяют особенности таких криогенных систем. Например, для планет Солнечной системы по мере удаления от Солнца сначала преобладает вода и углекислота, а затем аммиак и метан. В определенном смысле процессы фазовых переходов ответственны не только за процессы на поверхности планет, но и за само их рождение. Для газового облака, из которого была сформирована Солнечная система, в какой-то момент для области вблизи орбиты Земли только силикаты могли стать твердыми, и температура была все еще слишком высока для метана и аммиака, чтобы они могли замерзнуть. По этой причине планеты вблизи Солнца - Земля, Меркурий, Венера и Марс оказались скалистыми и плотными.

Криолитогенез водного типа (Ершов, 1998) обусловлен фазовыми переходами "вода ↔ пар H₂O ↔ лед H₂O" и развит на Земле, Марсе,

спутниках Юпитера (Европе, Ганимеде и Каллисто) и Сатурна (Мимасе, Энцеладе, Тефии, Дионе, Рее, Титане, Япете) и на Уране (Маэно, 1988). Продукты водного криолитогенеза характеризуются следующими чертами: выветриванием силикатных пород, ледяными конгломератами, характерными слоистыми и сетчатыми шлировыми криогенными текстурами осадочных пород и типичным комплексом минералов. Наблюдается также ряд рельефообразующих процессов (криогенное выветривание, термоэрозия и термоабразия, солифлюкция, морозное растрескивание, пучение, термокарст, наледи). Эти процессы являются, по-видимому, универсальными для других планетных тел, где происходит водный криолитогенез. Так, на Марсе обнаружены аналоги земных криогенных явлений: термоэрозионные и термокарстовые образования, полигональные формы, каменные глетчеры. Интересно, что при этом в условиях более низких температур размеры этих земных аналогов на Марсе значительно крупнее (Маров, 1986).

Криолитогенез углекислотного типа наблюдается в полярных районах Марса, где накапливаются стратифицированные отложения, насыщенные твердой углекислотой, газогидратами и пылеватым силикатным материалом (Кузьмин, 1983). Криолитогенезом аммиачного типа, по-видимому, характеризуются спутники Сатурна Титан и Энцелад, а также Нептуна - Тритон. Криолитогенез метанового типа можно ожидать на Нептуне, Титане, Тритоне, Плутоне и Хароне.

Величина получаемой от Солнца энергии Q_{sun} определяется из соотношения:

$$Q_{sun} = \pi r^2 F_{sun} (1 - \alpha) ,$$

где r - радиус планеты, F_{sun} – солнечное излучение, α - альbedo поверхности, для Земли в среднем, например, $\alpha = 0.33$. По закону Больцмана поверхность планеты излучает тепло Q_r в соответствии с его эффективной температурой T_e , и в случае близости величин примерного равенства, которое выполняется для многих планет:

$$Q_{sun} \approx Q_r \approx \pi r^2 F_{sun} (1 - \alpha) \approx \sigma T_e^4 4\pi r^2$$

Таблица 10. Эффективные температуры планет

Планета	Альbedo	Эффективная температура, °C
Меркурий	0.059	169
Венера	0.71	-29
Земля	0.33	-20
Марс	0.17	-57

Оказывается, нашей планете, имеющей температуру около $+15^\circ\text{C}$, следовало быть холодной, и только парниковый эффект, словно заманивающий радиацию в ловушку, сделал возможным существование жидкой воды на поверхности Земли (табл. 10). Этот эффект особенно велик на Венере (более 400°), но проявляется и на других планетах (табл.11).

Таблица 11. Характеристики планет

Планета	Диаметр (км)	Расстояние от Солнца (*10 ⁶ км)	Температура поверхности (°С)	Плотность g/cm ³	Состав атмосферы
Солнце	1392 х 10 ³	-	5800		-
Меркурий	4880	58	260	5.4 (силикаты)	-
Венера	12112	108	480	5.3 (силикаты)	CO ₂
Земля	12742	150	15	5.5 (силикаты)	N ₂ , O ₂
Марс	6800	228	-60	3.9 (силикаты)	CO ₂
Юпитер	143000	778	-110	1.3 (лед)	H ₂ , He
Сатурн	121000	1427	-190	0.7 (лед)	H ₂ , He
Уран	52800	2869	-215	1.3 (лед)	H ₂ , CH ₄
Нептун	49000	4498	-225	1.7 (лед)	H ₂ , CH ₄

В период ранней истории Земля была холоднее, возможно, на 15-40°С, в зависимости от величины альбеда. Э.Д.Ершов (1998) предлагает выделяет планетные тела по условиям существования мерзлых пород; сравнивая поток тепла из недр к поверхности космического тела q и поток извне $Q=Q_{\text{sun}}-Q_{\text{r}}$. В

зависимости от состояния ядра планеты (холодное или горячее) можно выделить планеты с $q=0$ или $q>0$. В зависимости от поступления к космическому телу тепла от звезды (коротковолновая радиация) или от другого космического тела (за счет длинноволнового излучения) можно выделить планеты с $Q=0$ и $Q>0$ или даже $Q \gg 0$, при близком расположении от планеты внешних источников тепла. Тепловой баланс определяет разнообразие существования мерзлых пород и типа литогенеза (табл. 12). Если учитывать и периоды вращения $\tau_{вр}$ и обращения вокруг Солнца $\tau_{обр}$, то можно выделить классы планет с симметричным ($\tau_{вр}>\tau_{обр}$) или квазисимметричным ($\tau_{вр}<\tau_{обр}$) размещением мерзлых пород и асимметричным размещением ($\tau_{вр}=\tau_{обр}$), если мерзлые породы располагаются только на ночной стороне планеты или спутника. Они, естественно, будут отличаться по температурному режиму. Важное значение имеет атмосфера, которая определяет механизм и характеристики тепло- и массообмена на поверхности. В зависимости от преобладания той или иной фазы активного компонента преобладают ледниковый или ледовый, влажный или аридный и морозный или сухой вид литогенеза.

Таблица 12. Классификационная схема планет и других твердых космических тел криогенного типа (Ершов, 1998).

Условия развития и размещения мерзлых пород				
По характеру теплового и водного баланса		По криогенной устойчивости и наличию сезонного промерзания-оттаивания пород		
Сообщество	Класс	Группа	Разновидность	
q=0, Q→0 Полностью Криогенное	Симметричный 	Каждый класс подразделяется на атмосферную и безатмосферную группы с	Каждая группа планет и космических тел подразделяется на криогенно устойчивую (при круговой орбите движения около	
q>0, Q→0 Непрерывно-поверхностно-криогенное	Симметричный 			Сезонное промерзание протаивание (нагревание-охлаждение)
q=0, Q>0 Неполно-криогенное	Асимметричный 			



		Симметричный			
q=0, Q>0 Глубинно-криогенное		Асимметричный 			
		Симметричный 			
q>0, Q>0 Прерывно-поверхностно-криогенное		Асимметричный 			
		Симметричный 			
q=0, Q>0 Некриогенное	Частично криогенное	Асимметричный 			
	Полностью некриогенное	Симметричный 			

Устойчивость мерзлых пород и типа литогенеза на планетах, по Э.Д.Ершову (1998), в значительной мере определяется характером их орбиты и удаленностью от источника изучения. В случае круговой орбиты тело будет отличаться устойчивым, а при сильно вытянутой эллиптической орбите - периодически устойчивым криогенным типом. Периодически устойчивый режим мерзлых пород должен существовать, например, на таких астероидах как Адонис и Аполлон, которые приближаются к Солнцу за орбитой Венеры и удаляются в афелии до орбиты Юпитера, а также на кометах (табл. 13).

Таблица 13. Предполагаемые примеры космических тел криогенного типа (Ершов, 1998)

Сообщество	Планеты и другие космические тела
Полностью криогенное	Кольцо Сатурна Спутники Урана: Миранда, Ариэль, Умбриэль, Титания, Оберон (лед H ₂ O); Плутон и Харон (лед CH ₄); Кольца Урана (частички льда CH ₄ , покрытые углеродом); Спутники Марса: Фобос и Деймос (морозные коренные породы и реголит); Спутники Юпитера: Амальтея, Метида, Адрастея, Теба (морозные породы)
Непрерывно-поверхностно-	Спутники Нептуна - Тритон (лед CH ₄ , лед H ₂ O и лед N ₂ (?); Спутники Юпитера: Европа, Ганимед, Каллисто (лед H ₂ O);

криогенное	Спутники Сатурна: Мимас, Тефия, Дион, Рея, Япет (лед H ₂ O); Марс (лед H ₂ O и лед CO ₂); Спутники Сатурна - Титан (лед NH ₃ , лед CH ₄ ; лед H ₂ O); Спутник Сатурна - Энцелад (лед H ₂ O 1, аморфный?) гидраты? Спутник Юпитера - Ио (лед SO ₂)
Неполно-криогенное и глубинно-криогенное	В момент нахождения в перигелии к этим криогенным сообществам можно условно относить периодически устойчивые разновидности комет и астероидов (с сильно вытянутой эллиптической орбитой) и метеороиды (близко проходящие около Солнца)
Непрерывно-поверхностно-криогенное	Земля (лед H ₂ O); Луна (морозные коренные породы и реголит)
Планеты некриогенного (теплового) типа: Меркурий и Венера	

Крайне недостаточно изучены свойства мерзлых пород при низких температурах, которые характерны для Солнечной системы, а свойства определяют существование и развитие многих экзогенных процессов. Так, исследования температурных деформаций мерзлых дисперсных льдонасыщенных пород при температурах до -200°C показывают, что коэффициент температурного расширения в песчаных и особенно в

глинистых породах резко изменяется при температурах около -70°C , что связано, вероятно, с появлением жидкой фазы воды. Был также установлен эффект, обратный температурному последствию: породы продолжали деформироваться после стабилизации температуры, причем в противоположном направлении.

8.2. Мерзлые породы в Солнечной системе

Меркурий и Венера - самые близкие к Солнцу планеты, поэтому самые теплые. Так, на Меркурии в дневные часы температура поднимается до 420° , на Венере - до 500°C . При этом на Меркурии температуры могут опускаться до -170°C на темной стороне и вызывать появление морозных пород.

Криосфера **Земли** рассматривается подробно в других главах.

В криогенном отношении **Луна** отличается от Земли. Она, как известно, обращена к Земле одной стороной, а атмосфера и гидросфера на ней отсутствуют. В течение дня, длящегося 14.5 земных суток, ее поверхность нагревается до $+110^{\circ}\text{C}$. Затем наступает такая же длинная, когда температура падает до -120°C . Большую часть поверхности Луны (до 40%) занимают равнинные территории ("лунные моря"), остальная (более светлая на снимках) покрыта многочисленными кратерами, хребтами и бороздами. Мелкие кратеры (диаметром 15-20 км) имеют чашевидную форму, более крупные (до 200 км) характеризуются округлым валом и плоским дном.

Вулканизм здесь прекратился, хотя иногда отмечают выделение углеродосодержащих газов в некоторых кратерах. В недрах Луны присутствует вода, однако вблизи поверхности она быстро испаряется. Поэтому горные породы находятся в немерзлом и в морозном состоянии. Большие, более 100° , суточные колебания температур приводят к проникновению всего на несколько десятков сантиметров из-за слабой теплопроводности. Породы, однако, интенсивно выветриваются до песчаных и пылеватых фракций, а сохранившиеся обломки скальных пород на поверхности имеют небольшую прочность и легко раскалываются. Гравитационное смещение и крип приводят к перемещению мелкозема в пониженные участки, где мощность реголита (слагающего верхнюю часть осадочного чехла) составляет в среднем 3-5 м. Реголит представляет собой высокопористую (до 50%) породу с плотностью $0.5-0.6 \text{ г/см}^3$ у поверхности, увеличивающуюся до 1 г/см^3 на глубине 3-4 м (Черкасов, Шварев, 1975). Реголит из равнинных областей содержит больше пылеватых частиц, чем реголит горных районов; его минеральный состав представлен плагиоклазами, пироксеном, ильменитом, оливином, полевым шпатом и кварцем.

Марс, в отличие от Земли, имеет тонкую углекислотную (90%) атмосферу, а его масса заметно ниже (0.38 земной). Он представляет собой планету переходного типа от непрерывно-поверхностного к прерывно-поверхностному криогенному сообществу (Ершов, 1998). Марсианские сутки и наклон оси вращения почти не отличаются от земных, поэтому смена времен года на Марсе происходит так же, как и на Земле, только

продолжительность их едва ли ни вдвое больше. Атмосфера также содержит небольшое количество водяных паров, образующих редкие облака. Марс получает в 2.25 раза меньше солнечной энергии, поэтому его средняя температура ниже: от -29° на экваторе до -93° на полюсе. Минимальная температура поверхности зимой составляет -130°C , а максимальная $+15^{\circ}\text{C}$ (Кузьмин, 1983). Планета покрыта обломочным материалом (реголитом) мощностью от сотен метров до километров, при этом частицы в интервале 0.01 – 0.1 мм составляют 60%, и наблюдается дефицит частиц с размерами от 2 мм до 1 см, что связано, по-видимому, с криогенным выветриванием. Суточные и годовые колебания температур проникают соответственно на 0.5-1 и 6-12 м, а слой сезонного оттаивания, вероятно, очень мал. По данным расчетов Р.О.Кузьмина (1983), мощность криолитозоны на Марсе изменяется от 1.5 км на экваторе до 5 км на полюсах. Л.Россбахер и Ш.Джэдсон (1981) оценивают ее на экваторе в 1.1 км, и в 3 км на Северном полюсе. Марс намного суше и холоднее Земли, и его поверхность выглядит как каменная пустыня (рис. 50).



Рис. 50. Снимок поверхности Марса, переданный с аппарата "Викинг-2"

Предполагается, что вода на Марсе сосредоточена в слое вечной мерзлоты, например, в крупных равнинных бассейнах типа Эллады. На существовании мерзлоты указывают долины с обнажением на их склонах внутренних пустот типа карстовых, и формы выбросов на внешних склонах, напоминающие большие потоки грязевого материала или снежные лавины. В экваториальной области и в средних широтах мерзлота представлена, вероятно, водным льдом, глубже сменяется газогидратами и углекислотой. В полярных областях верхняя часть состоит из твердой углекислоты, а ниже сменяется жидкой углекислотой и газогидратом. Предположительно, сублимация льда в широтном поясе 50° с.ш. - 50° ю.ш. привела к формированию поверхностного слоя морозных пород, ниже которого залегает толща мерзлых пород. Ее верхняя граница изменяется с широтой, и в

экваториальной зоне находится на глубине около 350 м, а к полюсам поднимается до глубины около 100 м. Некоторые расчеты показывают, что возможная сублимация льда не проникает глубже нескольких метров, так что многолетнемерзлые льдонасыщенные породы могут существовать там длительное время. Средняя мощность осадочного вещества на Марсе колеблется от десятков - сотен метров на экваторе до 1 км в приполярных областях, а в отдельных районах - до нескольких километров. Высказывается предположение, что эти отложения являются синкриогенными (Ершов, 1998).

В истории планеты, по-видимому, были ледниковые эпохи и периоды увлажнения, потому что присутствуют черты водной эрозии, достигающие огромных масштабов - до сотен километров длиной и десятков километров шириной. Они, вероятно, были результатом таяния льдистых горизонтов литосферы в районах сильной тектонической активности и высвобождения больших масс воды; на Земле подобные процессы наблюдаются в Исландии вблизи вулканов. Собственно термокарстовые формы на Марсе не описаны; однако, провальное-просадочные явления, возможно, термокарстового происхождения, наблюдаются в приэкваториальной зоне Марса и представлены обширными депрессиями рельефа (до сотен километров).

Резкие колебания температур заставляют предположить возможное развитие процесса морозобойного растрескивания на Марсе. Элементы полигональных форм рельефа наблюдаются в месте посадки "Викинга-2".

Три типа форм рельефа: покровы из обломочного материала типа каменных глетчеров, концентрические аккумулятивные образования в кратерах, и

участки рельефа сглаженных очертаний, обусловлены, возможно, крипом (Сквайрес и Карр, 1986). В отличие от лунных и меркурианских кратеров свежие кратеры на Марсе окружены языками струйчатых потоков с лопастевидными краями, форма которых свидетельствует о течении материала выбросов. Для этих потоков характерно даже обтекание ими препятствий (Кузьмин, 1983). Характерные формы рельефа, образованные массовым перемещением материала на склонах, встречаются не только на стенках кратеров. Этот процесс медленного течения льдистого материала при отрицательных температурах без участия воды, вероятно, имеет широкое распространение не только на Марсе, но и на ледяных спутниках других планет и даже на Земле в обрывах льдистых грунтов. Такой процесс можно назвать **криофлюкцией** и рассматривать как один из основных криогенных процессов, распространенных в Солнечной системе. Он обусловлен текучими свойствами льдистых грунтов, наблюдающимися при превышении механическими напряжениями предела текучести. Употребление некоторыми авторами термина "оползли" (Кузьмин, 1983) для ряда марсианских форм, как и вообще в криолитозоне, неудачно из-за того, что настоящие земные оползни формируются при участии жидкой воды.

На Марсе существуют постоянные и сезонные полярные шапки. Последние образуются из льда CO_2 , вымерзающего из атмосферы зимой. При этом, возможно, южная полярная шапка состоит из CO_2 льда (с H_2O), а северная представлена запыленным льдом H_2O мощностью до 1 км. Рост полярных шапок Марса происходит с начала осени до весны за счет

конденсации из атмосферы углекислоты; образуется слой сухого льда всего в несколько сантиметров. Летом водный лед слишком нагрет (до температуры около -70°C), чтобы могла существовать твердая углекислота. Возможно также, что шапки содержат газовые гидраты. Иногда в областях планеты вне полярных шапок по утрам появляются яркие белые пятна, которые затем исчезают; предполагается, что эти пятна - иней.

Вода, если бы она могла течь по поверхности Марса в наше время, будет кипеть из ничтожного давления и замерзать одновременно. Однако, в появившихся недавно сообщениях Лаборатории реактивного движения в Калифорнии, говорилось об обнаружении свежих оврагов на склонах долин и кратеров, которые, возможно, были прорыты водой, выходящей на поверхность – по аналогии с земными ключами (рис. 51)

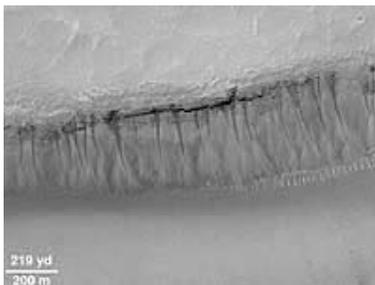


Рис. 51. Водно-эрозионные формы на поверхности Марса.

Спутники Марса - **Фобос и Деймос**, а также малые планеты – **астероиды** отличаются низкой теплопроводностью и альбедо (0.03-0.16). Это самые

темные тела Солнечной системы, но они слишком далеки от Солнца, чтобы достаточно нагреться, и сложены, вероятно, морозными породами – силикатами с большим содержанием углерода. Однако обнаруженные там линейчатые структуры типа борозд или желобов могут оказаться следами древней эрозии.

Планеты-гиганты **Юпитер** и **Сатурн** скрыты мощной атмосферой и состоят преимущественно из газа. У Юпитера, а также Сатурна, возможно, имеется ядро, состоящего из тяжелой и ледяной компонент. Спутники Юпитера Европа, Ганимед, Каллисто, и спутники Сатурна Титан содержат значительное количество льда (Маэно, 1988). Предполагается, что Европа, Ганимед и Каллисто покрыты ледяной корой, толщина которой на Европе около 70 км, а на Ганимеде 100 км. **Европа** - единственный из спутников, для которого состав поверхности хорошо известен; очень высокое 0.64 альbedo и данные поляризации не оставляют сомнений в то, что спутник покрыт льдом. На поверхности Европы видны трещины длиной в тысячи километров (рис.), а кратеры отсутствуют вовсе. Последние, вероятно, уничтожены активностью «ледяного моря» планеты. Средняя плотность **Ганимеда** около 1.93 г/см^3 ; при этом считается, что он состоит преимущественно из льда H_2O . По расчетам, толщина ледяного покрова около 100 км, а ниже может существовать водный океан глубиной 400-800 км. Его поверхность представляет собой участки льда и каменистого вещества неизвестного состава; интересно, что лед и темное вещество не смешаны. Возможно, у Ганимеда есть атмосфера. Ганимед можно отнести к сообществам планет с

развитием криолитогенеза водного типа, для пород которого характерны пылеватость, различные криогенные текстуры мёрзлых пород, присутствие разновидностей льда с различными модификациями кристаллической решётки и аморфного льда в полярных шапках. Процессы энерго- и массообмена, определяющие фазовые переходы при замерзании, оттаивании, сублимации и аблимации, составляют физическую сущность криогенного процесса водного типа. Однако в условиях Ганимеда не следует недооценивать и процессы морозного выветривания мёрзлых пород, течения льда, метеоритной бомбардировки и морозобойного растрескивания, которые, очевидно, формируют специфику ледяных кратеров и полигональность трещиноватости этого спутника. Одной из возможных причин трещинообразования на поверхности Ганимеда являются температурные деформации. Значение коэффициента линейного расширения для льдистых дисперсных отложений и льда при низких температурах, по экспериментальным данным, около $15-30 \cdot 10^{-6} \text{ 1/}^\circ\text{C}$. Считая, что температурные колебания обусловлены солнечным нагревом и последующим остыванием поверхности спутника в тени, оценочный расчет показывает, что при этом глубина проникновения температурных колебаний составит около 2 м, а средний температурный градиент - 0.15°C/см . Для расчета расстояний между трещинами воспользуемся формулой Б.Н.Достовалова (Общее мерзлотоведение, 1967):

$$x = \frac{2\tau}{\alpha G \frac{\Delta t}{\Delta z}},$$

где x - расстояние между трещинами, τ - прочность материала на разрыв, α - коэффициент линейного расширения, G - модуль упругости при сдвиге ($\frac{1}{3}$ модуля упругости при сжатии), $\Delta t/\Delta z$ - градиент температуры. Временная прочность льда и дисперсных пород на сжатие при таких температурах может составить, по нашим экспериментальным данным, около 35 МПа. При обычном соотношении прочности на сжатие и на растяжение 1:2 - 1:6, временная прочность на растяжение может достигнуть 5-10 МПа. Модуль деформации на сжатие в наших экспериментах при низких температурах составлял в среднем 300 МПа. Проведенные расчеты показывают, что размер полигонов (ортогональных и гексагональных) морозобойных трещин в условиях Ганимеда может достигать 1-2 километров. В ослабленных зонах этот размер может значительно уменьшаться. С другой стороны, мы исходили из максимальных дистанционно измеренных температур поверхности Ганимеда. Вероятно, что в приполярных областях колебания температур могут быть ниже по крайней мере на порядок, и соответственно могут увеличиться размеры полигонов. Однако, они едва ли могут достигнуть 30 и более км за счет только изменений температуры. Таким образом, такие трещины, если и существуют, на анализируемом монтаже поверхности Ганимеда не выявляются. С другой стороны, достаточно давно

установлены циклы колебания солнечной активности, в частности, 11-летний цикл. Эти колебания надежно установлены для численности пятен на Солнце, так называемых чисел Вольфа. Связь между числами Вольфа и интенсивностью солнечной активностью еще требует исследования, коэффициенты корреляции не очень высоки. Среднее изменение интенсивности прямой солнечной радиации, зафиксированное при безоблачном небе по 13 станциям северного полушария Земли за последние сто лет, составляет по 11-летним циклам до 3-4% (Пивоварова, 1977). Если принять для оценки, что так же изменяется тепловой поток от Солнца, колебания равновесной (при равенстве теплового потока на спутник и его излучения) температуры могут составить около 1-2°C, что близко к некоторым земным данным по изменению температур воздуха. Глубина проникновения таких колебаний может составить около 50 м и более. При этом на поверхности Ганимеда температурные трещины будут формироваться с частотой около 250 и более км. При оценке трещинных структур на Ганимеде с точки зрения их происхождения необходимо, вероятно, помимо тектонических и температурных причин, принять во внимание возможность трещинообразования за счет сублимации (испарения) льда. Как известно, оценки испарения льда с ледяных спутников показывают, что сами их размеры за период существования Солнечной системы могли измениться до нескольких раз. Теоретически при температуре -150°C за тысячу лет может испариться слой льда толщиной несколько километров. Таким образом, дисперсный материал поверхности мог испытывать

значительные напряжения при сублимации льда. Не исключено и образование соответствующих разрывных структур.

В целом, однако, поверхность спутников Юпитера удивительно сглаженная, отметки рельефа изменяются в пределах 1 км. Температура поверхности спутников около -110 - -140°C , как раз в том интервале, где давление водяных паров сильно зависит от температуры. Время жизни льда на поверхности определяется температурой и, соответственно, альбедо. Расчеты показывают, что при таких температурах за все время существования Солнечной системы могло бы быть потеряно менее 1 м слоя льда. Но когда температура поднимается выше -120°C , что бывает вблизи экваторов при обращении, то всего за несколько миллионов лет могут быть потеряны многие метры льда. **Каллисто** по размерам близок к Меркурию, но, вероятно, состоит в основном из воды; его поверхность в значительной степени покрыта темными минералами, вероятно, реголитом с некоторым количеством H_2O . При температуре поверхности **Ио** стабильность льда проблематична; спектральные данные это подтверждают. Предполагается, что слой льда в сотни метров здесь мог испариться, оставив на поверхности соли. Во всяком случае полярные шапки на Ио темно-красные, а не белые, каким должен быть лед H_2O .

Кольцо Сатурна, очевидно, образуют частицы льда H_2O с примесью скальных пород. Его спутники Мимас, Тефия, Диона, Рея, Энцелад и Япет также покрыты слоем льда (Маэно, 1988). Возможно, на **Титане** существует океан (этан-метановый), создающий возможность развития флювиальных и

даже плювиальных процессов (Ершов, 1998). Предполагается, что у **Урана** и **Нептуна** каменное ядро, с грязевой оболочкой, состоящей из воды и метана. Поверхности спутников Урана отличаются низким альбедо и состоят из водного льда; при этом **Миранда** имеет, возможно, водно-ледяную поверхность (Маров, 1986). Поверхность **Тритона**, спутника Нептуна, вероятно, состоит из жидкого азота и нескольких островов твердого метана, и на ней имеются следы ледяного вулканизма; некоторые участки покрыты розовым льдом. Глубокие озера темной жидкости и океаны жидкой грязи свидетельствуют о вулканической активности на нем при температуре, близкой к абсолютному нулю - -240°C (Ершов, 1998). Считается, что метановый лед присутствует на Плутоне (Маров, 1986), а также на его спутнике – **Хароне**; однако он, вероятно, неустойчив.

Кометы, эти летящие, холодные снежно-ледяные факелы, также представляют собой криогенные образования из льда H_2O и CO_2 . Во время прохождения кометы близко от Солнца поверхностный слой может нагреваться до 50°C , а лед интенсивно испаряется, иногда с огромной скоростью в 40 т/с (Ершов, 1998).

8.3. Планетный криолитогенез и жизнь

Именно условия Земли с ее жидкой водой являются единственными из известных, подходящими для живых организмов. С другой стороны, жизнедеятельность и ее продукты, изменяющие состав и строение горных

пород, представляют собой важный компонент криолитогенеза. Кроме того, этот вопрос имеет и огромное естественнонаучное и философское значение.

Жизнь на Земле, определяющая характер многих экзогенных геологических процессов, оказывает большое влияние на криолитозону, изменяя за счет изолирующего влияния растительности температурный режим поверхности, состав и строение слоя оттаивания и мерзлоты, газосодержание в мерзлых породах. Исследования жизни в мерзлоте в земных условиях могут совершенно поменять представления не только о возможности ее существования на других планетах, но и пролить свет на загадку ее происхождения, а также принести новые фундаментальные открытия в биологии.

Поиски жизни на Марсе начались, возможно, даже ранее, чем изучение жизни в мерзлоте. Их история драматична и поучительна. Существовало несколько аргументов в пользу существования биосферы на Марсе, среди которых особенно убедительной была давно известная способность темных областей восстанавливаться после сильных пылевых бурь (Маров, 1987). Действительно, бури должны были бы покрыть поверхность планеты однородным слоем пыли, если бы растительность не восстанавливала первоначальный вид. В то же время низкие давления и температуры, малое содержание воды в атмосфере, отсутствие кислорода делают Марс малоприспособленным для жизни. Однако известно, что в условиях, аналогичных марсианским, многие почвенные бактерии по крайней мере не погибают; их много в любом взятом наугад образце почвы на Земле. К сожалению,

биологические эксперименты с марсианским грунтом не принесли результатов; высокий уровень ультрафиолетовой радиации на поверхности и обнаружение перекисных там соединений также оставляют немного надежд.

В заключение остановимся на проблеме самого появления жизни на Земле. В теории панспермии, которая становится все более популярной, предполагается, она могла быть занесена с других планет. Эта идея очень древняя, она основывается на предположении, что жизнь широко распространена во Вселенной. Основные концепции, лежащие в ее основе имеют историю, охватывающую много столетий и культур. В наиболее древних философиях Востока – например, в Ведах и письмах Будды - космический характер жизни считался само собой разумеющимся. Жизнь расценивалась как свойственная Вселенной черта, который является вечной. Ее сторонники получили в последнее время некоторые, хотя и не бесспорные, свидетельства ее справедливости в виде данных микробиологии и исследования метеоритов. Действительно, отмечалось, что много типов земных микроорганизмов живут при температурах, близких к температуре замерзания воды. Действительно, бактерии и водоросли изобилуют в полярных шапках, в мерзлых почвах, во льду и снеге. Пространство вне Земли также может быть домом для микроорганизмов. Во внешних областях солнечной системы, в планетах Уран, Нептун и других, в спутниках комета содержится более чем 100 земных масс льда и присутствуют следы органических молекул. Кометы и далекие планеты проводят большую часть своей жизни при температурах ниже 50°К, но в прошлом радиоактивный

распад обеспечивал оттаивание льда и мог создавать окружающую среду, пригодную для роста микроорганизмов. Несколько комет приближаются каждый год в пределы орбитального расстояния Земли от Солнца. В это время они достаточно нагреты, чтобы происходило оттаивание их поверхности. Даже на Земле теплые межледниковья, типа того, которым мы теперь наслаждаемся, составляют только примерно десятую часть более длительных эпох оледенений, так что криогенные стратегии выживания должны быть критическими продолжения жизни. Вне солнечной системы микроорганизмы, находясь в вакууме, неизбежно высохли бы при температурах 10-30°K. Они оставались бы в таком бездействующем высушенном замороженном состоянии до того времени, когда они окажутся в среде, пригодной для размножения.

Принятая теория происхождения жизни приводит нас в древнюю атмосферу Земли, где синтез химических соединений, например, аминокислот и органических газов происходит под действием солнечной ультрафиолетовой радиации и электрических разрядов. Органические молекулы, попадают с дождем в первичные и образуют суп, где по прошествии миллионов лет могла возникнуть самокопирующаяся живая клетка. Эксперименты подтвердили образование таких молекул, но дальнейшие шаги к жизни оставались загадкой. Исключительная сложность живущих организмов на молекулярном уровне самоочевидна, и ясно, что существенного продвижения на пути понимания того, как они возникли, за последние по крайней мере 50 лет так и не произошло. Возможно,

вероятность возникновения белков и ДНК из первичного материала такова, что ее можно сравнить с вероятностью сборки "Боинга 747" ураганом, пронесшимся над мусорной свалкой, по словам астрофизика Хойла, сказанным им в отношении РНК. Путь от бактерии к человеку, по существу, значительно проще, чем промежуток между не-живущей смесью органических молекул и жизнью. Кроме того, у нас нет никаких свидетельств того, что этот шаг вообще когда-либо случался на Земле.

Существует, однако, так называемая ультрафиолетовая проблема. Путешествующие в космосе бактерии были бы восприимчивы к повреждениям от ультрафиолетового и более жесткого излучения звезд. Однако убить ультрафиолетовым излучением не так просто. Генетическая информация лишь повреждается, но она может быть восстановлена специальными механизмами, существование которых было недавно доказано в бактериальных спорах, например. Сегодня практически отсутствуют данные о выживании бактерий при низких температурах, в вакууме и при одновременном действии излучения. Кроме того, организмы могут быть защищены от радиации слоем льда или горных пород. Имеются бактерии, например, упоминавшийся *Deinococcus radiodurans*, которые могут жить в ядерных реакторах; они бактерии совершают настоящий подвиг, используя ферменты, чтобы восстановить чудовищные повреждения ДНК. Дозы радиации, получаемой бактериями в межпланетном пространстве в пределах солнечной системы зависят от расстояния от Солнца и стадии солнечной активности. В недавнем космическом эксперименте НАСА по прямой

экспозиции спор *B. subtilis* к солнечной радиации в течение 2107 дней было установлено, что значительная часть этих спор осталась жизнеспособной. Доза радиации, полученных незащищенной бактерией в межзвездном пространстве, трудно определима, возможно, она составляет 10-50 Mrad за миллион лет. Однако воздействие такой радиации на живую бактерию и на бездействующую высушенную замораживанием клетку может значительно отличаться. Даже на Земле, при уровне радиации 0.1-1 rad в год, за 10^8 лет доза составит 10-100 Mrad. Однако, по публикациям, древние микроорганизмы изолированы из Антарктического льда возрастом почти 500000 лет, янтаря более чем 25-40 миллионов лет (Lambert и др., 1998) и даже кристалла соли, возраст которого 250 миллионов лет (Vreeland и др., 2000). Наконец, приведем решающие аргументы, до сих пор, однако, вызывающие много споров. В середине 1960-х Ури, а позже Клаус (Claus и др., 1963) исследовали метеорит, который упал во Франции в 1864. Они утверждали, что нашли следы органических структур, которые были подобны окаменелым микроорганизмам, морским водорослям в частности. В начале 1980-х немецкий палеонтолог Пфлюг (Pflug, 1984) повторно поставил эту проблему. На микрофотографиях метеоритов в атласе, который подготовил С. И. Жмур из Института литосферы РАН, эти структуры действительно напоминают микроорганизмы. Если все эти предположения справедливы, жизнь может существовать не только на Марсе, но и на спутнике Юпитера Европе, кометах, даже в горячих облаках Венеры, не говоря уже о других звездных системах.

8.4. Выводы

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исторически случилось так, что закон возрастания хаоса (второй закон термодинамики) сформулирован, а закон возрастания организованности не описан до сих пор. Причина такой ситуации, по мнению У.Р.Эшби в том, что до последнего времени «наука развивалась главным образом за счет анализа - расчленения сложного целого на простые части; синтезом же как таковым пренебрегали...». Наука XIX и XX веков широко применяла метод, который позволил выделить и подробно изучить отдельные ее части. Получалась мозаика элементов и структурных уровней вне их общих связей и обусловленностей, расчлененная по различным отраслям знаний. В результате сформировался конгломерат фактов, из которых нельзя сложить целое. По мудрому и многозначимому замечанию Ж. Лиотара, «любой закон действует только в рамках описываемой им модели...».

Важным шагом в синтезе естественно-научных и общественных знаний стала теория систем Л. Берталанфи, разработанная в 40-50-х годах прошлого века. Она позволила сделать выдающееся открытие, касающееся противоречия между теориями Дарвина и Клаузиуса. Теория Дарвина предсказывала прогресс и мудрость развивающейся ко все более сложным

формам Вселенной. А Больцманом и Клаузиусом, наоборот, был сделан вывод о "тепловой смерти" Вселенной, где жизнь рассматривалась как недоразумение. Бергаланфи объяснил парадокс тем, что природа представляет собой открытую сложную систему, где сложность увеличивается за счет внешнего притока энергии.

Мы, по мере возможности, использовали методологию синтеза, заключающуюся в представлениях о криосфере как о целостной иерархически организованной системе, базирующейся на единой энергетической основе и едином материальном носителе. Отдельные, кажущиеся не связанными между собой, части являются ее подсистемами с индивидуальной структурой и внутренней организацией. Этот подход требует поиска аналогий, причинно-следственных связей, действующих как на внутреннем, так и внешнем уровне по отношению как к каждой из подсистем, так и к криосфере в целом. Мы считаем, что возникла потребность развития такого целостного направления, которое объединило бы знания о криосфере, полученные в разных областях науки. Мы применили два методических подхода:

1. исследования структуры криогенных систем, как ключа к познанию истории их возникновения и развития;
2. исследование структуры связей различных уровней организации - от кристалла льда до криосферы в целом.

Выделяемые криогенные системы имеют общие свойства. Во-первых, всякая система существует во времени и пространстве и находится в

непрерывном движении. Во-вторых, число ее элементов конечно. В-третьих, в системе находится единая основа для классификации ее элементов. В-четвертых, система обладает внутренним единством. В-пятых, всякая система находится в единстве со средой.

Разрабатываемые в работе подходы имеют не только теоретическое, но и прикладное значение. Строительство на территориях, занятых мерзлыми породами, требует разработки современных методов оценки взаимодействий технических объектов с мерзлыми толщами. Требования к экологической составляющей хозяйственной деятельности возросли, поэтому важна всесторонняя оценка состояния криогенных систем, их устойчивости и динамики изменений, учитывающая региональные и отраслевые особенности. Особенно важны рассматриваемые подходы при разработке количественных моделей криогенных образований, что позволит принимать в расчет необходимые причинно-следственные связи и решать современные комплексные задачи геотехники, геоэкологии, палеогеографии, а также совершенствовать прогноз развития криолитозоны при изменении климата и техногенных нарушениях.

Авторы понимают, что разработка новых научных направлений, основанных синергетических подходах дело будущего. Да и в самой синергетике, по-видимому, имеются серьезные противоречия, например, в вопросе о случайном и необходимом. Представления о непредсказуемости системы при бифуркации непригодны для целей прогноза, и они должна сочетаться с поисками детерминирующего фактора в неустойчивом

состоянии. Однако феномен самопроизвольного возникновения устойчивых структур в ходе необратимого процесса в открытых системах, получивший название самоорганизации, и другие достижения теории систем свидетельствуют о необходимости исследования в этом направлении. Так, заслуживает внимания концепция универсального эволюционизма Н.Н.Моисеева, в которой наследственность можно понимать как зависимость настоящего и будущего от прошлого, изменчивость - как стохастичность и неопределенность, свойственные природе, а отбор - как законы, отбирающих из множества вариантов наиболее устойчивые формы.

Чрезвычайно важной проблемой является выявление связей криосферы с космическими факторами. Объем и направленность работы не позволили углубиться в нее, хотя совершенно определенно можно говорить о существовании космической системы криосферы, частным случаем которой является криосфера Земли

Осознавая недостаток материалов и теоретических предпосылок, предлагаемых в качестве основ структурной криологии, авторы, однако, посчитали возможным опубликовать эту работу. Оправданием служат представленные подходы, использование которых, по убеждению авторов, открывает новые возможности в исследовании и использовании сложного и важного для человечества объекта – криосферы Земли структурированную в целостную иерархическую систему. Говоря словами Н.К.Рериха: “Мы можем разрешить бесчисленные проблемы современных смятений лишь осознанием Прекрасного и Высшего...” ”

ЛИТЕРАТУРА

Абызов С.С., Бобин Н.Е., Кудряшов Б.Б., 1979. Микробиологические исследования ледника в Центральной Антарктиде. Известия АН СССР, серия биология, 6, с. 828-836.

Александров В.Я. 1975. Клетки, макромолекулы и температура. Ленинград, Изд-во Наука.

Анисимова Н.П. Гидрогеохимические закономерности криолитозоны. Автореферат докторской диссертации. Якутск, 1985. 35с.

Археология Западной Европы. М.: Наука. 1973. 354с.

Бактериальная палеонтология. М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.

Бакулина Н.Т., Спектор В.Б. 2000. Реконструкция климатических параметров неогена Якутии по палинологическим данным. В кн.: Климат и мерзлота. Г.Н. Максимов и А.Н.Федоров (ред.). Институт мерзлотоведения, Якутск. С. 21 - 32.

Баранова Ю.П., Ильинская И.А., Никитин В.П., Пнева Г.Н., Фрадкина А.Ф., Шварева Н.Я. Миоцен Мамонтовой горы. Труды ГИН СО АН СССР. Наука. Москва. 1976. 284 с.

Баранцев Р.Г. Синергетика в современном естествознании. М: Едиториал УРСС. 2003. 144с.

Баранцев Р.Г. Синергетика в современном естествознании. М: Едиториал УРСС. 2003. 144с.

Белоус А.М., Гордиенко Е.А., Розанов Л.Ф. Замораживание и криопротекция. Биохимия мембран, кн. 3 (под ред А.А.Болдырева), Высшая школа, Москва, 1987.

Белоус А.М., Грищенко В.И. Криобиология. Киев, Наукова Думка, 1994.

Бриллюэн Л. Научная неопределенность и информация. М.: Сов. радио, 1970

Брушков А.В., Власов А.Н., Мерзляков В.П., Талонов А.В. Влияние локальных фазовых переходов на деформируемость пластично-мёрзлых грунтов. Ж-л «Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология», 1995. № 5. С.71-77.

Бурба Г.А. Номенклатура деталей рельефа Галилеевых спутников Юпитера. М.: Наука. 1984. 86 с.

Бутенко Р.Г. Культура изолированных тканей и физиология морфогенеза растений. Наука, Москва, 1964.

Вейнберг Б.П. Лед Свойства возникновение и исчезновение льда. М.-Л.: Изд-во Техничко- теоретической литературы. 1940.

Великоцкий М. А. О роли тектонической трещиноватости в развитии термокарста на севере Яно-Омолойского междуречья. Проблемы криолитологии. Вып 4. М.: Изд-во МГУ. 1974. С. 245-251.

Велли Ю.Я. Устойчивость зданий и сооружений в Арктике. – Л.: Стройиздат, 1973. – 152 с.

Велли Ю.Я. Исследования засоленных вечномерзлых грунтов Арктического побережья. // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. – М.:Наука,1990. – С. 9 – 20.

Вода и водные растворы при температурах ниже 0°C (перев. с англ.), под ред. Ф.Франка, Киев, Наукова Думка, 1985.

Вода: структура, состояние, сольватация. Достижения последних лет.М.:Изд-во Наука,2003.

Вялов С.С. Реологические свойства и несущая способность мерзлых грунтов. М., АН СССР, 1959.

Вялов С.С. Реологические основы механики грунтов. М., Высшая школа, 1978, 447с.

Вялов С.С., Городецкий С.Э. и др. Методика определения характеристик ползучести, длительной прочности и сжимаемости мерзлых грунтов. НИИОСП. М., Наука, 1966.

Вялов С.С., Мяксияк Р.В.,Разбегин В.Н. Деформирование и разрушение льда как анизотропного тела. Проблемы механики грунтов и инженерного мерзлотоведения: Сб. науч.тр.ВНИИ основанийи подземных сооружений им. Н.М.Герсевича. М.: Стройиздат, 1990. С.16-24.

Гагарин В.Е. Формирование строения, состава и свойств искусственного льда, применяемого в строительстве. Автореферат канд. дис. М.,ПНИИИС, 1987. с.24.

Генкель П. А. Физиология устойчивости растительных организмов. В кн.: Физиология сельскохозяйственных растений, т. 3. М.: 1967.

Геннис Р. Биомембраны. Молекулярная структура и функции (перев. с англ.), Мир, Москва, 1997.

Геокриологические опасности. Природные опасности России. Тематический том /Под ред. В.И.Осипова, С.К.Шойгу. – М.: Издательская фирма «КРУК»,2000. – 315с.

Геокриологические опасности. Природные опасности России. Тематический том /Под ред. В.И.Осипова, С.К.Шойгу. – М.: Издательская фирма «КРУК»,2000. – 315с.

Гляциологический словарь Л.: Гидрометеиздат. 1984. 526с.

Голубев В.Н. Условия образования льда в природе и равновесная форма совершенных кристаллов льда. // Вопросы криологии Земли. М.: Наука. 1976. С. 203-210.

Голубев В.Н. Ориентация кристаллов в приконтактных слоях ледяных образований на инородных телах. // Материалы гляциологических исследований. М.: 1992. Т.74. С. 203-210.

Голубев В.Н. Особенности кристаллизации воды в водонасыщенных грунтах. Материалы Первой конференции геокриологов России. Книга 2. М.: Изд-во МГУ. 1996. С.9-18.

Голубев В.Н. Структурное ледоведение. Теоретические основы конжеляционного льдообразования. М: Изд-во МГУ. 1999. 104с.

Голубев В.Н. Структурное ледоведение. Строение конжеляционных льдов. М:Изд-во МГУ. 2000. 88 с.

Голубев В.Н. Структурное ледоведение. Теоретические основы конжеляционного льдообразования : Учебное пособие.-М.: Изд-во Моск.ун-та, 1999,-104с.

Голубчиков Ю.Н. География горных и полярных стран. М.: Изд-во МГУ. 1996. 304с.

Голубчиков Ю.Н.Зайцев В.А.Устойчивость в пространстве. Геоэкология Севера (введение в геокриозкологию). М.:Изд-во МГУ. 1992. С. 68-72.

Голубчиков С.Н., Ерохин С.В. Российский Север на переломе эпох. М.: Изд-во Пасьева. 2003. 240с.

Гречищев С. Е., Чистотинов Л. В., Шур Ю. Л. Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. М.: Недра. 1980. 383с.

Григорьев Н.Ф. Многолетнемерзлые породы Приморской зоны Якутии. М.: Наука. 1966. 180с.

Григорьев Н.Ф. Криолитозона прибрежной части западного Яиала.Якутск. 1987. 111с.

Данилов И.Д. Полярный литогенез. М., 1978.

Данилов И.Д. Методика криолитологических исследований. М. Недра, 1983.

Данилов И.Д. Криолитогенетический подход к выделению криогенных формаций. Вестник МГУ, сер. 4. Геология. 1998. № 1, с. 53-62

Дашкевич З.В. К проблеме устойчивости геосистем. Изв ВГО. 1984. Вып. 3. С. 211-218.

Дерягин Б.В., Чураев Н.В., Муллер В.М. Поверхностные силы. М., Наука, 1987.

Джордж Ф. Основы кибернетики. – М.: Радио и связь, 1984. 272с.

Директор С., Рорер Р. Введение в теорию систем. М., Мир, 1974.

Долгушин Л. Д., Осипова Г.Б. Ледники. М.: Мысль. 1989. 447с.

Дроздов Д.С. Информационно-картографическое моделирование природно-техногенных сред в геокриологии. Автореферат дис. доктора г-м. н., Тюмень, 2004.

Дубиков Г.И. Закономерности распределения засоленности в мерзлых морских отложениях. В кн.: Формирование мерзлых пород и прогноз криогенных процессов. М., Наука, 1986, с. 14-27.

Дьяконов К.Н. О понятиях устойчивости, надежности и изменчивости геосистем. Стационарные исследования метаболизма в геосистемах. Иркутск. 1979. С. 35-42.

Ершов Э.Д. Физико-химия и механика мерзлых пород. М., Изд-во МГУ, 1986.

Ершов Э.Д., Брушков А.В., Кулешов Ю.В, Смирнов И.С. Strength of Frozen Grounds at Low Temperatures. Proc.20 Russian-American Microsymposium on Planetology. October 1994, Moscow, pp. 19-21

Ершов Э.Д., Брушков А.В., Кулешов Ю.В, Смирнов И.С. Прочность на одосное сжатие мерзлых грунтов при низких отрицательных температурах. Материалы Первой Конференции русских геокриологов. Книга 2. М. 1996, С. 205-214

Жигарев Л.А. Океанический криолитогенез. М.: Изд-во МГУ. 1997. 320 с.

Звонкова Т.В. Географическое прогнозирование. М. 1987. 192с.

Зубов Н.Н. Морские воды и льды. М.: Гидрометиздат. 1938. 451с.

Зимы нашей планеты: Пер.с англ./Под ред. Б.Джона. М.: Мир. 1982. 336с.

Иванов А.В. Теория криогенных и гляциогенных гидрохимических процессов. Москва, ВИНТИ, 1987, 234 с.

Исаченко А.Г. Ландшафты СССР.-Л.: Изд-во Ленингр.ун-та,1985. 320с.

Калесник С. В. Очерки гляциологии М.: Географгиз 1963. 551с.

Калман Р., Фалб П., Арбиб М. Очерки по математической теории систем. – М.: Мир, 1971. 400с.

Каптерев П.Н. Доклады АН СССР, 3, с. 137-140, 1936.

Катаева Н.В., Бутенко Р.Г. Клональное микроразмножение растений. Наука, Москва, 1983.

Катасонов Е.М. Криогенные текстуры, ледяные и земляные жилы как генетические признаки многолетнемерзлых четвертичных отложений. Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М.: Изд-во АН СССР. 1962.

Катасонов Е.М. Мерзлотно-фациальные исследования многолетнемерзлых толщ и вопросы палеогеографии четвертичного периода в Сибири. Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Изд-во Наука. 1965. С. 286-293.

Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеаментной тектоники. М., Недра, 1986, 144 с.

- Кизяков А.И. Динамика термоденудационных процессов в районах распространения залежей пластовых льдов. Авт. канд. дис. М.:Изд-во МГУ. 1985. 24с.
- Кленова М.В. Геология моря. М.: Учпедгиз. 1948.
- Клетка и температура среды, М.— Л., 1964.
- Коломыц Э. Г. Конструктивный метаморфизм снежной кровли и вопросы классификации снега. Известия Забайкальского географического общества СССР. Том V, вып. 3. Иркутск. 1969. С. 17-35.
- Коновалов С.Н. Планеты открытые заново, , М., Наука, 1981г.
- Коновалов А.А. Деформация мерзлого грунта как модель эволюции экогеосистем. Материалы международной конференции. Пушино. 2003.
- Консервация генетических ресурсов. Методы. Проблемы. Перспективы. Пушино, 1991.
- Котляков В.М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. М.: Изд –во АН СССР. 1961.
- Кривоногова Н.Ф., Каган А.А. К особенностям инженерно-геологических условий прибрежных районов арктических низменностей. Мерзлотные исследования. М. Изд-во МГУ. 1973. Вып.Х111. С.232-238.
- Криоконсервация генетических ресурсов в проблеме сохранения биоразнообразия. Биофизика живой клетки, т.6, 1994.
- Ксомфомалити Л.В. Спутники внешних планет и Плутон.Космонавтика и астрономия . 6/1987. Изд-во «Знание».
- Кун Т. Структура научных революций. М.: 1977. 300 с.

Кудрявцев В.А., Достовалов Б.Н. Общее мерзлотоведение. М., 1967.

Лазарев С.С. Понятие «время» и геологическая летопись земной коры.

Лейбман М.О., Стрелецкая И.Д. Миграция химических элементов и ионов в сезонноталом слое и верхнем горизонте многолетнемерзлых пород в связи с процессами термоденудации на Ямале. Материалы Первой Конференции геокриологов России. Кн.2, Москва, 1996, сс.390-399.

Вопросы философии. №1. 2002. С.77 – 89.

Лозина-Лозинский Л.К. Очерки по криобиологии. Л., Наука, 1972

Максимов Н.А. О замерзании и холодостойкости растений. 1913 г.

Мартынов А.И. Археология. М.: Высшая школа. 1996.415с.

Маров М.Я. Планеты солнечной системы.М., «Наука», 1986.

Матвеев А.К. Ископаемый тритон в зоне вечной мерзлоты. Природа, 1957, №7.

Маэно Н. Наука о льде: Пер. с яп. М.:Мир. 1988. 231с.

Медведев С.А., Шешина О.Н. Эколого-геохимические особенности криолитозоны севера Западной Сибири. Материалы Второй конференции геокриологов России. МГУ им. М.В.Ломоносова, 6-8 июня 2001г. Т.4. Инженерная геокриология. М.: изд-во МГУ, 2001, 335с.

Месарович М., Такахара Я. Общая теория систем. Математические основы.- М.: Мир, 1978. 311с.

Методические указания по исследованию физиологии и биохимии спермы. Ленинград, 1974.

- Методические пособия и рекомендации для практических и лабораторных занятий: 1. Биология развития млекопитающих. Методы. М., Мир, 1990.
2. Биотехнология растений: культура клеток (перевод с англ.), под ред. Р.А. Диксон, М., Агропромиздат, 1983.
- Миренбург Ю.С., Кондратьев С.Д., Фокин В.А. К методике оценки прочностных и реологических свойств засоленных мёрзлых грунтов // Засоленные мёрзлые грунты как основания сооружений. – М.: Наука, 1990. – С.90 – 98.
- Миттон Ж., Миттон С. Астрономия. Оксфордская библиотека. М., “РОСМЭН”, 1995, 160 с.
- Москаленко Н.Г. Взаимосвязи мерзлоты и растительности в разных природных зонах западной части Арктики России. Пушино, 2002.
- Наук В.А. Структура и функция спермиев сельскохозяйственных животных при криоконсервации. “Штиинца”, Кишинев, 1991.
- Нейман В.Б. О приповерхностных признаках строения и развития Ганимеда (спутник Юпитера). Изв. вузов. Геол. и разведка, 1989, №9, с.121-123.
- Низкотемпературная кристаллизация в биологических системах. Киев, Наукова думка, 1977.
- Общее мерзлотоведение(геокриология) Под ред. В.А. Кудрявцева М.: Изд-во МГУ. 1978. 462с.
- Объекты биологии развития. Наука, Москва, 1975.
- Орешкин Д.Б. Время льдов. М.: Недра. 1987. 124с.

Орлов В.О. Криогенное пучение тонкодисперсных грунтов. М.:Изд-во АН СССР. 1962. 188с.

Основы геокриологии. Ч.4 Динамическая геокриология. М.: Изд-во МГУ. 2001. 688с.

Очерки сравнительной планетологии. М., Наука, 1981, 328 с.

Ошурков Н.В. Общие признаки термического и механического разрушения материалов. Материалы международной конференции. Пущино. 2003.

Павлов В.А. Энергообмен в ландшафтной сфере Земли . – Новосибирск : Наука, 1984. 253с.

Паундер Р. Физика льда, М., изд-во "Мир", 1967.

Пекарская Н.К., Чапаев А.А. Влияние засоленности мерзлых грунтов на их деформативные свойства // Инженерное мерзлотоведение. – М.: Наука, 1967. – С. 5 – 19.

Перегудов Ф. И., Тарасенко Ф. П. Введение в системный анализ М.: Высшая школа, 1989.- 367 с.

Пивоварова З.И. Радиационные характеристики климата СССР. Л., Гидрометеиздат, 1977. 336 с.

Полетаев А.И. Линеаментный анализ как один из экологически чистых методов современных геологических исследований. Изв.вузов. Геол. и разведка, 1991, №9, с.25-30.

Полетаев А.И. Узловые структуры земной коры. М., Геоинформмарк, 1994, 52 с.

Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре(криолитология). М.:Изд-во МГУ. 1967. С 303.

Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. М.: Изд-во МГУ. 1985. 239с.

Попков О.Н. Развитие природно-технических систем нефтяного месторождения в криолитозоне. . Материалы Первой конференции геокриологов России. МГУ им. М.В.Ломоносова, 1996г. Т.4. Инженерная геокриология. М.: изд-во МГУ, 1996, с.

Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой. М.: Едиториал УРСС. 2003. 312с.

Пригожин И. От существующего к возникающему: Время и сложность в физических науках. – М.: Наука, 1985. 327с.

Проблемы криобиологии. ИПКиК НАН Украины, №1-2, 1997.

Регель В.Р., Слуцкер А.И., Томашевский Э.Е. Кинетическая природа прочности твердых тел. М., Наука, 1974, 560 с.

Рихтер Г. Д. Становление и развитие снеговедения в СССР. Известия Забайкальского географического общества СССР. Том V, вып. 3. Иркутск. 1969. С. 7-17.

Рихтер Г.Д. Снежный покров, его формирование и свойства. М. 1945.

Розанов А.Ю. Ископаемые бактерии и новый взгляд на процесс седиментации. Соросовский образовательный журн. 1999. № 10. С. 63-68.

Роман Л.Т. Мерзлые торфяные грунты как основания сооружений. Новосибирск, Наука, 1987.

Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М., Изд-во МГУ, 1993.

Рэ Л., Консервация жизни холодом, пер. с франц., М., 1962

Савельев Б.А. Строение состав и свойства ледяного покрова морских и пресных водоемов. М.: Изд – во МГУ.1963. 540 с.

Савельев Б.А. Физика, химия,и строение природных льдов и мерзлых горных пород. М.: Изд-во МГУ. 1971. 506 с.

Система Сатурна. М., Мир,1990г.

Смит О. Биологическое действие замораживания и переохлаждения, пер. с англ., М., 1963.

Солнцев В.Н. Хроноорганизация географических явлений. Вопросы географии. Сб. 117. М. 1981. С.40-68.

Соловьев М. В. Клиническая геронтология через несколько десятилетий. Взгляд в будущее. Клиническая геронтология. 1998. N 2. С. 59-65.

Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск. 1978. 320с.

Спутники планет. Под ред. Дж. Бернса. М., Мир, 1980, 632 с.

Сумгин М.Н. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. М.-Л. : Изд-во АН СССР. 1937. 379с.

Трофимов В.Т., Васильчук Ю.К. Криогенетические типы отложений и толщ пибрежных аккумулятивных равнин западно-Сибирской плиты(типы и пространственное распространение). Криолитогенез в области прибрежных аккумулятивных равнин в связи с их нефтегазоносностью Тезисы семинара секции «Криолитогенеза» Межведоственного Литологического комитета АН СССР) г.Ухта 4-7 апреля М. 1988.С 48-51.

- Усов В.А. Криогенное строение и особенности формирования многолетнемерзлых отложений лагунного берега. Мерзлотные исследования. М.:Изд-во МГУ. 1967. Вып.7. С. 199-210.
- Уошборн А.Л. Мир холода. Геокриологические исследования: Пер. с англ. М.: Прогресс. 1988. 384с.
- Ушатинская Р.С. Скрытая жизнь и анабиоз. Москва, Наука, 1990.
- Физико-химические механизмы криоповреждений биологических структур (под ред. Н.С.Пушкаря). Итоги науки и техники, вып. Биофизика, т.9, Москва, 1978.
- Фролов А. Д. Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. Пушино ОНТИ ПНЦ РАН. 1998. 515 с.
- Хакен. Г. Синергетика. – М.: Мир, 1980. 404с.
- Хименков А.Н. Особенности субаквального океанического криолитогенеза. Сергеевские чтения . Выпуск 4. М.: ГЕОС. 2002. С.471-475.
- Хименков А.Н. Переходные зоны в системе криолитогенеза Материалы международной конференции «Экстремальные криосферные явления: фундаментальные и прикладные аспекты. Пушино. 2002г. С. 39-40.
- Хименков А.Н., Минаев А.Н. Влияние степени засоления на формирование криогенного строения мерзлых грунтов. // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений М.: Наука, 1990.
- Хименков А.Н., Шешин Ю.Б. Геокриологические условия побережья Карского моря в районе пос. Амдерма // Инженерная геология. 1992. №2. С.71-73.

- Хименков А.Н., Брушков А.В. Океанический криолитогенез. М.: Наука. 2003.
- Хочачка П., Сомеро Дж. Биохимическая адаптация (Перевод с англ.), Мир, Москва, 1988.
- Хорн Р. Морская химия. М., Мир, 1972.
- Цветкова Л.И. и др. Методическое пособие по криоконсервации спермы карпа, лососевых и осетровых видов рыб. М.:ВНИИПРХ, 1997, 11с.
- Чигир В.Г., Зайцев В.А., Голубчиков Ю.Н. Основные вопросы устойчивости геосистем. Геоэкология Севера. М.: Изд-во МГУ 1992. С. 63-66.
- Шавлов А.В. Лед при структурных превращениях. Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН, 1996, 188с.
- Шапиев И.Ш., Мороз Л.Г., Корбан Н.В. Методические по криоконсервации концентрированной спермы хряков. Ленинград, 1985, 21с.
- Швецов П.Ф. О принципах районирования многолетней криолитозоны. Мат-лы к основам учения о мерзлых зонах земной коры. Вып. 111. М.: Изд-во АН СССР. 1956.
- Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. Издательство АН СССР, 1955.
- Шумский П.А. Механизм деформирования и перекристаллизации льда. «Исследования по физике и механике мерзлых грунтов». Сб. 2. М.: Изд-во АН СССР. 1961.
- Шушерина Е.П., Бобков Ю.П. О влиянии влажности мерзлых грунтов на их прочность. Сб. Мерзлотные исследования, вып. 9. Изд-во МГУ, 1969.

Юрченко Т.Н., Козлова В.Ф., Скорняков Б.А., Строна В.И., Репин Н.В.
Влияние криопротекторов на биологические системы. Киев, Наукова Думка,
1989.

Яркин А.Н. Влияние химического состава солей на температуру начала
замерзания грунтов и растворов. Сб.: “Фундаменты жилых и общественных
зданий на вечномерзлых грунтах”, Л., 1987.

Abyzov SS. 1993. Microorganisms in the Antarctic ice. In Antarctic microbiology,
Friedmann EI (ed.). Wiley-Liss, Inc.: New York, N.Y.; 265-295

Ashcroft, F. 2000. Life at the Extremes. HarperCollins. 326p.

Bader H. Beitrage zur Geologie der Scheiz, Geotecchn.Ser.- Hydrol., 3 Zurich,
1939, S.1.

Baker, D. and Agard, D., 1994. Kinetics versus thermodynamics in protein folding.
Biochemistry, 33, 750509.

Barratt, P.R., Devireddy, R.V., Storey, K.B. and Bischof, J.C. 1998. Biophysics of
freezing in liver of the freeze-tolerant wood frog *R sylvatica*. Ann. N. Y. Acad.
Sci., 858, 284–297

Beattie, D.S., Basford, R.E., Koritz, S.B., 1967. J. Biol. Chem., 242, 20: 4584-
4586.

Bunt, J.S., Lee, C.C., 1970. Seasonal primary production in Antarctic sea ice at
McMurdo Sound in 1967, J. Mar. Res., 28: 304-320.

Carpenter EJ, Lin S, Capone DG. 2000. Bacterial Activity in South Pole Snow.
Applied and Environmental Microbiology 66(10): 4514-4517.

Cellular injury and resistance in freezing organisms, Sapporo, 1967. Proceedings of the International conference on Low Temperature Science. Aug. 14—19, 1966. Sapporo, Japan, v. 2

Cheng C.C. and A.L. DeVries. Life Under Extreme Conditions. G. di Prisko, editor. Springer-Verlag, Berlin, 1991, 1-14 pp

Chi, H.-J., Koo J.J., Kim M.-Y., Joo J.-Y., Chang S.-S. and K.-S. Chung. Cryopreservation of human embryos using ethylene glycol in controlled slow freezing. Human Reproduction, Vol. 17, No. 8, 2146-2151, 2002

Clark R.N. Ganymede, Europa, Callisto and Saturn's rings: compositional analysis from reflectance spectroscopy. Icarus, 1980, vol. 44, N 2, p. 388-409.

Clein, J.S. and Schimel, J.P., 1995. Microbial activity of tundra and taiga soils at sub-zero temperatures. Soil Biol. Biochem. 27: 1231-1234.

Claus G., B. Nagy and D.L. Europa. Ann. NY Acad. Sci. 108 (1963), p. 580

Cryobiology, ed. H. T. Meryman, L.- N. Y., 1966

Dean, R.T., 1978. Cellular degradative processes. A Halsted Press Book. John Wiley and Sons, New York.

DeVries, A.L., 1982. Biological antifreeze in coldwater fishes. Comp. Biochem. Physiol., 73A: 627-640.

Dobrowolski A.B. Historia naturalna lodu. Warszawa, 1923.

Ettinger R.C.W. The Prospects of Immortality. 1964.

Flanagan, P.W., Veum, A.K., 1974. Relationships between respiration, weight loss, temperature and moisture in organic residues on tundra. In: Soil Organisms and

Decomposition in Tundra (Eds A.J.Holding, O.M.Heal, S.F.Maclean, Jr. and P.W.Flanagan), pp. 249-277, Swedish IBP Committee, Stockholm.

Fletcher N. H. The chemical physics of ice. Cambridge, Univ. Press. 1970. 271p.

Forster, J., 1887. Ueber einige Eigenschaften Leuchtender Bakterien, Cent, Bacteriol. Parasitenk., 2:337-340.

Foter, M.J. and Rahn, O., 1936. Growth and fermentation of bacteria near their minimum temperature. J. Bacteriol., 32:485-499.

Foundations of geocryology. Volume 1. Physico-chemical foundations of geocryology, 1995. Editor E.D.Ershov. Moscow University Press. (In Russian).

Friedmann EI. 1994. Permafrost as microbial habitat. In Viable Microorganisms in Permafrost, Gilichinsky DA (ed.). Russian Academy of Sciences: Pushchino, Russia; 21-26.

Friedmann, E. I., 1994. Permafrost as microbial habitat. In: D. A. Gilichinsky (ed.): Viable Microorganisms in Permafrost. Russian Academy of Sciences, Pushchino, Russia, pp. 21-26.

Geiges O. 1996. Microbial processes in frozen food. Adv. Space Res. 18 (12):109-118

Gilichinsky DA, Wagener S, Vishnevetskaya TA. 1995. Permafrost microbiology. Permafrost Periglacial Processes 6:281-291

Gilichinsky, D. and Wagener, S., 1995. Microbial Life in Permafrost: A Historical Review. Permafrost and Periglacial Processes. 6:243-250.

Gilichinsky, D., ed., 1994. Viable Microorganisms in Permafrost. Russian Academy of Sciences. Pushchino Scientific Center, 115 p. WDC No. 95000398. CRREL No. 49003822.

Goldovsky, A.M., 1986. Anabiosis and its practical significance. Leningrad. Nauka. (in Russian).

Greenblatt CL, Davis A, Clement BG, Kitts CL, Cox T, Cano RJ. 1999. Diversity of Microorganisms isolated from amber. *Microbial Ecology* 38: 58-68.

Hana B. and J. C. Bischof. Direct cell injury associated with eutectic crystallization during freezing. *Cryobiology*, Vol. 48, Issue 1, 2004, pp. 8-21

Hanel R., Conrath B., Flasar M. et al. Infrared observations of the Jovian system from Voyager 2. *Science*, 1980, vol. 206, N 4421, p.952-956

Head J.W., Allison M.L., et al. High-albedo terrain on Ganymede: origin as flooded grabens. In: *Lunar and planetary science XII (abstracts)*, pt. 2. Houston: LPI, 1981, p. 418-420.

Hinton, H.E., 1968. Reversible suspension of metabolism and the origin of life. *Proc. Roy. Soc. Ser. B*, vol. 171, pp. 43-56.

Hivon E. Behaviour of saline frozen soils. Edmonton, Alberta, 1991. A Thesis submitted to the faculty of graduate studies and research in partial fulfilment of the requirements for the degree of doctor of philosophy.

Hobbs W. H. The cycle of mountain glaciation. «*Geogr. Journ.*». X X XV. 1910.

- Hubbard, J.S., Cameron, R.E., Miller, A.V., 1968. Soil studies – desert microflora. XV. Analysis of Antarctic dry valley soils by cultural and radiorespirometric methods, Space Prog. Summary No. 37-52, 3, pp. 172-175.
- Jaenicke, R., 1996. Stability and Folding of Ultrastable Proteins: Eye Lens Crystallins and Enzymes from Thermophiles. *FASEB J.*, 10, 84-92
- Kalinina, L.V., J.G. Holt and J.J. McGrath. 1994. Identity of bacterial from Siberian permafrost soils. In IUMS Congresses '94; 7th International Congress of Bacteriology and Applied Microbiology Division; 7th International Congress of Mycology Division, Prague, Czech Republic, July 3-8, 1994.
- Kanwisher, J., 1955. Freezing in intertidal animals. *Biol. Bull.*, 109: 56-63.
- Lambert L.H. et al.. *Int. J. Syst. Bacteriol.* 48 (1998), p. 511
- Koshimoto C, Mazur P. Effects of cooling and warming rate to and from -70°C , and effect of further cooling from -70 to -196°C on the motility of mouse spermatozoa. *Biol Reprod* 2002; 66:1477-1484
- Leroi-Gourhan, Andre. *The Hunters of Prehistory*, 1989
- Libbrecht K. *The Snowflake: Winter's Secret Beauty*. Voyageur Press, 2003, 112 p.
- Luyet B.J., Gehenio P.M. *Life and death at low temperatures*. Biodynamica, Normandy, Missouri, USA, 1940. 99 p.
- Maxwell J. C. *Science and Free Will*. Campbell L., Garnet W. *The Life of James Clerk Maxwell*. London: Macmillan. 1882. P. 443.
- Mazur P., *Cryobiology*. The freezing of biological systems, «*Science*», 1970, v, 168, № 3934, P. 939.

- Mazur, P. 1963. Kinetics of water loss from cells at subzero temperatures and likelihood of intracellular freezing. *J. Gen. Physiol.* 47:347–369.
- Meyer, G.H., Morrow, M.B., Wyss, O., Berg, S.E., Littlepage, J.L., 1962. *Science*, 138, 3545: 1103-1104.
- Morita RY. 1975. Psychrophilic bacteria. *Bacteriol. Rev.* 39: 144-167
- Morita, R.Y., 1975. Psychrophilic bacteria. *Bacteriol. Rev.*, 39: 144-167.
- Nakaja U. The formation of crystals, *Compendium of Meteorology*. «Amer.Meteorol.» Soc. Boston. 1951.
- Nakaja U. *Snow crystals: natural and artificial*. Cambridge. 1954.
- Nicholson WL, Munakata N, Horneck G, Melosh HJ, Setlow P. 2000. Resistance of *Bacillus* endospores to extreme terrestrial and extraterrestrial environments. *Microbiol. Mol. Biol. Rev.* 64:548-572.
- Pavlov A.V. Permafrost-climating monitoring of Russia: analysis of field data and forecast // *Polar Geography*, 1996, vol. 20, № 1, p. 44 – 64.
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis J. Delaygue G., Delmotte M. Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.M., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. 1999.*Nature* 399: 429-436.
- Pflug H.D.. In: C. Wickramasinghe, Editor, *Fundamental Studies and the Future of Science*, University of College Cardiff Press 1984
- Pruppacher, H.R., and J.D. Klett, 1978: *Microphysics of Clouds and Precipitation*. D. Reidel Publishing Company, Boston, 714 pp.

Rabinovich, N.L., Gradova, N.B., Kozhevin, P.A., 1996. Identification of soil polluted by detergents on the basis of functional reaction of the soil microbial complex. Vestn. Mosk. Univ, Pochvovedenie 1:64-69.

Rivkina EM, Friedmann EI, McKay CP, Gilichinsky DA. 2000. Metabolic Activity of Permafrost Bacteria below the Freezing Point. Applied and Environmental Microbiology 66(8): 3230-3233

Rodgers, R.R., 1979: A Short Course in Cloud Physics, 2nd Edition. Pergammon Press, New York, 116-133 pp.

Segal, H.L., Matsuzawa, T., Haider, M., Abraham, G.J., 1969. Biochem. Biophys. Res. Commun., 36, 5: 764-770.

Sheridan PP, Miteva VI, Brenchley JE. 2003. Phylogenetic analysis of anaerobic psychrophilic enrichment cultures obtained from a greenland glacier ice core. Appl Environ Microbiol. 69 (4):2153-60.

Skidmore ML, Foght JM, Martin J. Microbial Life beneath a High Arctic Glacier Sharp. 2000. Applied and Environmental Microbiology 66(8): 3214-3220.

Statistics and characteristics of permafrost and ground ice distribution in the Northern Hemisphere. Polar Geography 23(2): 147-169.

Tazaki K., Aoki A., Asada R., et al. A new world in the science of biomineralization - environmental biomineralization in microbial mats in Japan. Sci. Reports Kanazawa Univ. 1997. V. 42. N 1-2. P. 1-64.

The frozen cell, L., 1970

Thomas D. Frozen Oceans: The Floating World Of Pack Ice. British Museum Press, 2005, 219 p.

Vreeland R.H., W.D. Rosenzweig and D. Powers. *Nature* 407. 2000, pp. 897–900

Williams, P.J., Climatic factors controlling the distribution of certain frozen ground phenomena: *Geografiska Annaler* 43, 339-47.

Zhang, T., R.G. Barry, K. Knowles, J. A. Heginbottom, and J. Brown. 1999.