



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА



ФОНД
ВОЛЬНОЕ ДЕЛО

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ

ГЕОКРИОЛОГИЯ

ЧАСТЬ 1

БРУШКОВ
АНАТОЛИЙ ВИКТОРОВИЧ

ГЕОЛФАК МГУ

КОНСПЕКТ ПОДГОТОВЛЕН
СТУДЕНТАМИ, НЕ ПРОХОДИЛ
ПРОФ. РЕДАКТУРУ И МОЖЕТ
СОДЕРЖАТЬ ОШИБКИ.
СЛЕДИТЕ ЗА ОБНОВЛЕНИЯМИ
НА [VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).

ЕСЛИ ВЫ ОБНАРУЖИЛИ
ОШИБКИ ИЛИ ОПЕЧАТКИ,
ТО СООБЩИТЕ ОБ ЭТОМ,
НАПИСАВ СООБЩЕСТВУ
[VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).



БЛАГОДАРИМ ЗА ПОДГОТОВКУ КОНСПЕКТА
СТУДЕНТА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ
МОЗГОВОГО АЛЕКСЕЯ СЕРГЕЕВИЧА



Содержание

Лекция 1. Тепловой баланс Земли.	4
Лекция 2. Температурная история Земли.	10
Лекция 3. Радиационно-тепловой баланс.	13
Лекция 4. Математические основы геокриологии.	16
Лекция 5. Основные понятия геокриологии.	20
Лекция 6. История геокриологии.	24
Лекция 7. Процесс замерзания горных пород.	29
Лекция 8. Влияние ландшафтов и покровов на распределение температур.	33
Лекция 9. Промерзание горных пород.	38
Лекция 10. Влияние различных факторов на среднегодовую температуру горных пород.	41
Лекция 11. Влияние различных факторов на миграцию влаги при промерзании породы.	47
Лекция 12. Особенности сезонного промерзания и протаивания.	51
Лекция 13. Воздух, газы и органическое вещество в мерзлых породах.	55
Лекция 14. Криогенные процессы.	57

Лекция 1. Тепловой баланс Земли.

Геокриология – от греческого *geo* – Земля, *криос* – холод, *логос* – учение. Таким образом, это наука, изучающая холод Земли. Или геокриология – наука, изучающая криолитозону.

Криолитозона - это зона литосферы с отрицательной температурой пород. Она распространена в высоких широтах, в средних и даже низких широтах - высоко в горах.

Геокриология (или мерзловедение) является геологической наукой, изучающей закономерности формирования и распространения криолитозоны, состав, свойства, строение, температурный режим горных пород в криолитозоне и связанные с ними криогенные геологические процессы и явления.

В каком-то смысле геокриология – это раздел планетарной криологии, или криологии планет, поскольку охлажденные и холодные области гораздо больше распространены в космическом пространстве. В Солнечной системе большинство планет и их спутников находятся в охлажденном состоянии или являются ледяными телами.

Что такое холод? Этот вопрос является риторическим. В воде человек начинает мерзнуть при температуре ниже около +25 градусов Цельсия. +27°C — комфортная температура. Человек – тропическое существо, которое в течение тысячелетий привыкало к тому, чтобы жить при температуре +27°C, не пользуясь при этом одеждой. При 0 °C происходит фазовый переход вода-лед. Это приводит к значительным изменениям свойств горных пород, содержащих влагу. Кроме того, меняется динамика водного режима поверхностных и подземных вод. Вода пользуется широким распространением на Земле и в космосе и является важнейшим агентом геологических, особенно экзогенных, процессов. В галактике, в состав которой входит Солнечная система, обнаружены грандиозные скопления воды — обширные водяные облака. Поперечник подобных образований достигает многих сотен миллионов километров. Все чаще обнаруживается присутствие воды в составе планет, звезд и комет. Она оставила глубокие следы на поверхности Марса. Наконец, вода входит в состав многих пород, распространенных в космосе, и, в частности, обнаруженных на Луне. Установлено, что падающие на Землю каменные метеориты содержат до 1% воды.

История криолитозоны. Рассмотрим некоторые этапы формирования криолитозоны:

- После формирования ~ 4.6 миллиарда лет назад Земля была горячей. Приходящая от Солнца энергия в то время составляла только 70% от современного значения;
- Жидкая вода появилась на поверхности около ~4.3 миллиарда лет назад. Считается, что значительная часть гидросферы образовалась уже позднее, при бомбардировке планеты ледяными телами;

- Жизнь появилась, возможно, около ~3.8 миллиарда лет назад;
- Фотосинтез (поглощение углекислого газа с выделением кислорода) начался около 3.5-2.5 миллиарда лет;
- Земля пережила несколько глобальных ледниковых периодов, первые свидетельства о которых относятся ко времени 2.5-2.1 миллиарда лет назад.

Рассмотрим, каким образом формируется температура поверхности Земли. Она является результатом теплового баланса. С одной стороны, влияет коротковолновая солнечная радиация. С другой стороны, уже нагретая Земля излучает в инфракрасном диапазоне. Баланс этой энергии и определяет температуру поверхности Земли.

Вообще говоря, тепло может передаваться несколькими путями. Теплопередача (теплообмен) – это процесс переноса теплоты внутри тела или от одного тела к другому. Интенсивность переноса теплоты зависит от свойств вещества, температуры и ее распределения, и подчиняется экспериментально установленным законам.

Второе начало термодинамики (1850 год) гласит, что теплота всегда передается от более горячего тела к более холодному, о механизме теплопередачи там не говорится ни слова. Существует три способа теплообмена, и за каждым из них стоит уникальный физический процесс:

1) Кондуктивный (теплопередача). Это молекулярный перенос преимущественно внутри твердых веществах;

2) Конвективный теплоперенос (например, по воздуху);

3) Излучение. Излучение происходит за счет передачи энергии квантами.

Сложным теплообменом называют процесс переноса теплоты, при котором теплообмен протекает одновременно с участием различных способов (кипение воды в кастрюле, например).

Излучение. Излучение имеет принципиальное значение для формирования температуры поверхности. Нагретое тело испускает некоторое количество энергии излучения в любом диапазоне частот или длин волн. Распределение энергии излучения тела по спектру зависит от температуры тела. При этом для всех тел с увеличением температуры максимум энергии излучения смещается в коротковолновый участок спектра (закон Вина), а общая энергия излучения возрастает. Излучение Земли (288К) имеет пик энергии в диапазоне невидимого инфракрасного излучения, раскаленная поверхность Солнца (6000К) излучает значительную часть энергии в диапазоне видимого света, а при ядерном взрыве большая доля энергии взрыва уносится коротковолновыми рентгеновским и гамма – излучением.

Энергия, излучаемая единицей поверхности черного тела, определяется законом Стефана-Больцмана Экспериментальные (1879 г. Й.Стефан) и теоретические (1884 г. Л.Больцман) исследования показали, что верна следующая формула:

$$E = sT^4,$$

где E – энергия излучения какого-либо тела, s – константа Стефана-Больцмана,
 T – температура.

Однако не все излучение, производимое Солнцем, попадает на Землю. Кроме того, Земля отражает некоторую часть излучения. Коэффициент отражения называется альбедо. Значения альбедо зависят от типа отражаемой поверхности. Так для снега значение альбедо равно 90%, а для леса 5-20%. В течение последних десятилетий фиксируется уменьшение альбедо Земли.

Закон излучения Кирхгофа — физический закон, установленный немецким физиком Кирхгофом в 1859 году: отношение излучательной способности любого тела к его поглощательной способности одинаково для всех тел при данной температуре для данной частоты и не зависит от их формы, химического состава и прочих характеристик. Поэтому если альбедо тела больше (поглощательная способность меньше), то и излучать оно будет меньше (зеркальные теплоизоляционные материалы).

Легенда о замороженном космонавте. Несмотря на то, что в космосе очень холодно (2.7 К), скорость остывания невелика. Теплопроводность в вакууме также близка к нулю, и тепловой поток от нагретого тела будет осуществляться только за счёт излучения. Если вдруг космонавт окажется в открытом космосе (и далеко от ближайших звёзд), и температура тела равна 310 К, площадь излучения человека примерно 2 м². Излучение чёрного тела по закону Стефана-Больцмана будет примерно 1000 Ватт. Тепловыделение человека примерно 100 Ватт. Значит, потеря тепла 900 Ватт. Пусть человек весит 100 кг и примем его теплоёмкость равной теплоёмкости воды, то есть 4180 Дж·кг⁻¹·К⁻¹. Получается, человек остынет на 1 градус за 7 минут. Для того, чтобы человек не замёрз в далёком космосе (на орбите земли картина другая, там есть солнце и земля), его скафандр должен иметь высокое альбедо, примерно 0.93-0.95. Так что легенда о замороженном космонавте не лишена оснований, хотя, конечно, мгновенно человек не замёрзнет. Худые будут мёрзнуть быстрее полных.

Солнечная радиация, или поток энергии, получаемый на поверхности атмосферы равен 1368 Вт/м². Это значение называется солнечной постоянной. Последние десятилетия — это значение измеряется со спутников.

Важно упомянуть тот факт, что значения солнечной постоянной изменяется с течением времени. Такие изменения являются 11-летними циклами солнечной активности.

Рассмотрим важный парадокс, к которому впервые пришел шведский ученый Аррениус. Он посчитал температуру Земли, которая должна была бы быть при потоке энергии равным 1368 Вт/м². Его расчеты показали, что Земля должна иметь температуру -17 °С. Как считал Аррениус? Значение приходящей энергии рассчитывается по формуле:

$$Q = \pi r^2 S (1 - \alpha),$$

где S – солнечная постоянная, α – альбедо Земли.

Значение излучаемой энергии подчиняется закону Стефана-Больцмана:

$$Q^* = 4\pi r^2 S T_e^4$$

Получается, что в случае равновесия, мы можем выразить температуру Земли:

$$T_e^4 = \frac{(S/4)(1-\alpha)}{\sigma},$$

где σ – константа Стефана-Больцмана.

По таким расчетам температура Земли должна быть равна -17 градусов, однако средняя температура нашей планеты составляет +15 градусов.

Рассмотрим потоки энергии вблизи земной поверхности:

- ~ 1/3 отражается;
- ~ 2/3 остается, и затем излучается в виде инфракрасного излучения;
- 175 TW приход от Солнца;
- 175TW расход (в равновесии).

Рассмотрим распределение тепла в атмосфере (рис.1):

- ✓ Тропосфера до высот 8-15 км, температуры от 17° to -52°C;
- ✓ Стратосфера до высот 50 км, температура увеличивается с высотой до -3°C;
- ✓ Мезосфера до высот 85 км, температура уменьшается с высотой до -93°C;
- ✓ Термосфера до высот 600 км, температура увеличивается с высотой до +1,700°C;
- ✓ Экзосфера до высот 10000 км, молекулы газа на солнце могут разгоняться до температур +2,500°C;

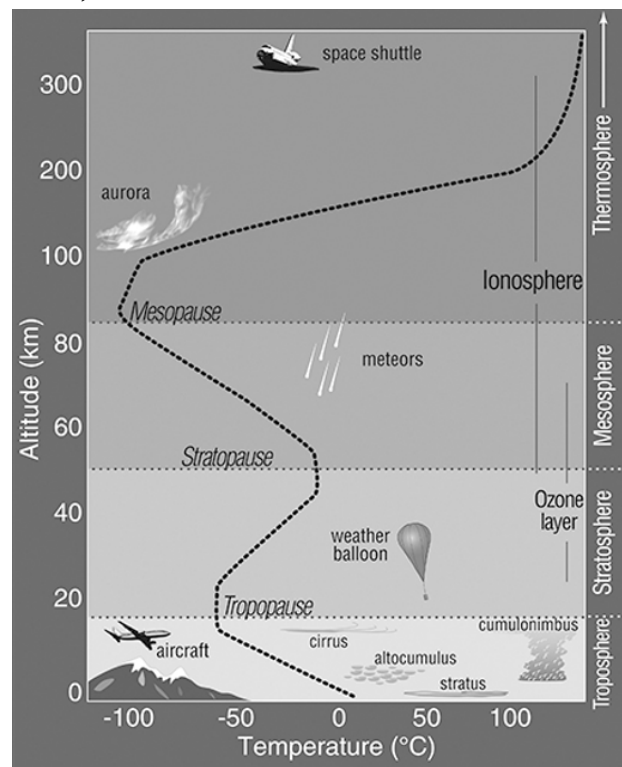


Рис.1 Распределение температур в атмосфере.

Тепловой баланс на поверхности Земли. Коротковолновая солнечная радиация поступает на Землю. Земля испускает часть энергии в виде длинноволновой

радиации. Кроме того, часть энергии расходуется на обмен с атмосферой (конвективный теплообмен). Часть тепла уходит на испарение и транспирацию растениями (фазовые переходы). Оставшаяся часть тепла поступает в недра Земли.

Уравнение теплового баланса записывается в виде:

$$R_n = H + LE + G,$$

где R_n – разность между поступающей и испускаемой радиацией, H – конвективный теплоперенос, LE – энергия фазовых переходов, G – поток тепла в недра.

Если мы рассчитаем разность R_n за пределами атмосферы, то получим, что в полярных областях возникает дефицит тепла. На широте 37 градусов происходит компенсация дефицита тепла.

Перенос тепла атмосферой и океанами происходит от экватора к полюсам, поддерживая глобальный баланс энергии.

Суммарная радиация изменяется в зависимости от времени года и даже времени суток.

Для разрешения парадокса Аррениуса рассмотрим, что происходит на других планетах. На Марсе присутствует тонкая атмосфера из углекислого газа, средняя температура равна -65 градусов. На Венере атмосфера плотная, на 96% состоит из углекислого газа. Средняя температура на Венере равна +484 градуса. Земля имеет среднюю по плотности оболочку и среднюю температуру +15 градусов.

Парниковый эффект. Коротковолновая солнечная радиация достаточно свободно проходит через атмосферу Земли. Обратное Земли излучает инфракрасное излучение. Метан и другие газы имеют способность поглощать отраженного излучения. Далее молекулы этих газов излучают энергию во все стороны, в том числе и на поверхность. Таким образом, возникает парниковый эффект. Если посмотреть, что происходило с концентрацией парниковых газов, то можно увидеть, что с началом индустриального освоения планеты концентрация углекислого газа возросла в 1.5 раза.

В целом, температура Земли с течением времени повышается, в особенности для Северного полушария. Для России этот рост достаточно большой и превышает 1 градус за последние сто лет.

Рассмотрим, какие факторы влияют на изменение тепла, приходящего на поверхность (рис.2). Видно, что значительное влияние оказывает увеличение концентрации углекислого газа и метана. Изменения, происходящие на поверхности Земли, влияют на уменьшение альбедо Земли. Загрязнения, поступающие в атмосферу, дают заметный охлаждающий эффект. Если сложить все влияние, то получим положительный прирост тепла в 2 Вт/км².

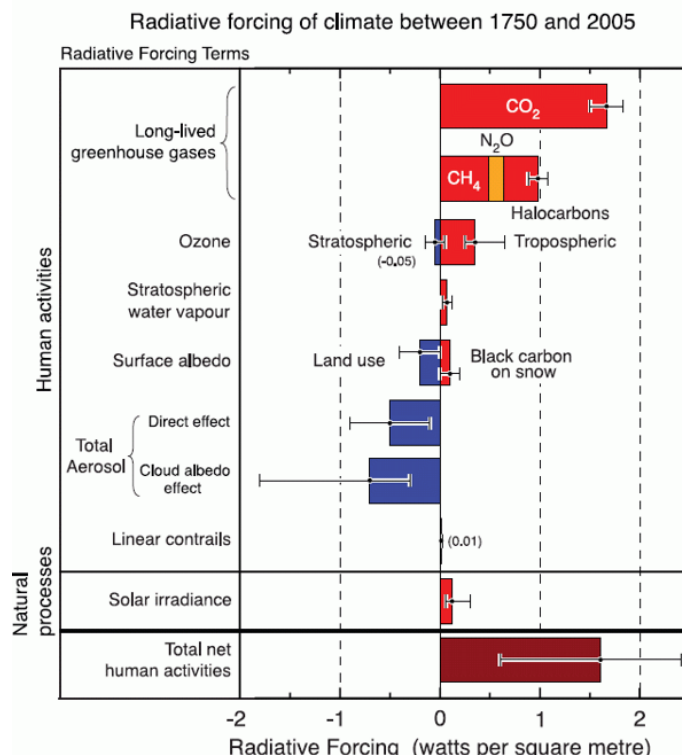


Рис.2 Влияние различных факторов на тепловой баланс.

Потепление в Арктике должно происходить в два раза быстрее, чем в остальной части мира. Во многих районах потепление в горах происходит быстрее, чем на равнине.

Снег влияет на климат благодаря своему изоляционному свойству и способности отражать солнечный свет. В Северном полушарии снежный покров продолжает уменьшаться, особенно весной и летом. Здесь снежный покров в среднем уменьшается на 1.3% в 10 лет. Самое большое уменьшение снега в средней широте ожидается в конце 21 века. Согласно прогнозам, снеговая линия поднимется во многих горных районах.

Область льдов в Арктике сокращается ~10% каждые 10 лет. Толщина льда сокращается на ~1 м за 10 лет, если тенденции продолжатся, Арктика освободится ото льда к 2030 – 2050 году.

Тающий морской лед, в сочетании с тающими ледниками и ледовыми щитами, может вызвать огромные изменения в глобальной модели океанического течения. Как и снег, уменьшение морского льда повышает поглощение солнечного тепла, что ведет к повышенному потеплению.

В настоящее время уровень моря повышается на 3.1 мм в год, в два раза выше темпа 20 века. Повышение уровня моря от талых вод по прогнозам может ускориться вследствие увеличения таяния льда на суше.

Лекция 2. Температурная история Земли.

Метеорологические наблюдения в Якутске начались в 1830 году. В начале XX века график температуры достиг локального максимума. В 1970-ые годы наблюдалось понижение среднегодовой температуры. Затем в конце 70-ых годов пошел стабильный рост температуры.

Правильно ли рассуждать о том, что повышение температуры воздуха ведет к ее увеличению в литосфере. Оказывается, что это не всегда так. Несомненно, есть связь между среднегодовыми температурами воздуха и среднегодовыми температурами горных пород, однако она не прямая. Это показывается на примере центральной Якутии, где рост среднегодовой температуры не привел к росту температуры горных пород, а наоборот в некоторых районах наблюдалось ее понижение. Связано это было с уменьшением мощности снежного покрова в этих местах одновременно с повышением температуры.

Многолетнемерзлые грунты: тенденции. Температура многолетнемерзлых грунтов за последние 20-30 лет повысилась почти во всех районах Северного полушария. Кроме того, было подтверждено потепление в районе мерзлоты в горах. Особенно интенсивно потепление происходит в Альпах и на Аляске. В Швейцарии была даже создана государственная мерзлотная служба. А Восточное побережье Канады испытывает стабилизацию температуры.

Метод изотопов. Для начала определим, какие сведения и факты помогают нам восстановить изменения, происходившие в прошлом. Таких факторов может быть много: это и ледники, оставляющие после себя хорошо определяемый рельеф и специфические отложения, и толщина колец на древесных стволах, свидетельствующие о температурном режиме, в котором происходило их образование, и многое другое. Однако наиболее используемым методом на сегодняшний день является метод определения соотношения изотопов кислорода O_{16}/O_{18} .

Он был разработан еще в 60-ых годах. Почему мы можем использовать этот метод? Его физика состоит в том, что атомы изотопов кислорода различаются в своем весе. Из-за этого при фазовых переходах подвижность более легкого изотопа приводит к его преобладанию в той или иной фазе. Так, например, в океанической воде изотоп O_{18} преобладает над O_{16} , а в ледяной шапке - наоборот. О соотношении изотопов можно узнать из анализа раковин моллюсков, образовавшихся в то или иное время. Метод изотопов кислорода успешно применяется для определения палеотемператур, поскольку изотопное соотношение зависит от температуры. Поэтому, возвращаясь к ледникам, можно отметить, что при анализе воздуха, оставшегося в качестве пузырей в ледниковой массе, мы можем судить о температуре, при которой образование этих ледников и происходило.

Другие методы определения палеотемператур. Следует отметить, что изменение содержания углекислого газа в атмосфере коррелирует с колебаниями

температуры в определенный период. Отношение содержания некоторых элементов, имеющих схожие химические свойства, но различающихся по весу (например, Sr/Ca или Mg/Ca), также связано с температурным режимом. Поэтому, строя корреляционные кривые, мы можем судить об условиях образования различных горных пород. Кроме этого, на палеотемпературу может указывать растворимость инертных газов. Эта зависимость разная для различных газов.

Помимо изотопных методов определения палеотемператур, существуют и чисто геологические. Это, например, анализ ледниковых отложений и форм рельефа. Ледниковые отложения легко распознаются по несортированным обломкам различного состава и размера. Помимо ледников существуют еще один признак холодного климата - лессы.

Температурная история Земли. На протяжении всей истории Солнце 'давало' Земле всё больше и больше энергии. Парадокс состоит в том, что не вся геологическая история нашей планеты характеризуется постоянным потеплением, а наоборот - тренд идет на уменьшение температуры. Это связано с изменением концентрации углекислого газа в атмосфере Земли. Распределение углекислого газа на поверхности нашей планеты неравномерно. Например, на высоких широтах наблюдается недостаток углекислого газа, а в средних - его избыток. Это связано прежде всего с антропогенным воздействием человека (индустриальные выбросы и др.). Значительное уменьшение концентрации углекислого газа в высоких широтах связано с тем, что углекислый газ лучше растворяется в холодной воде.

Нельзя не упомянуть Фурье, который также изучал парниковый эффект. Этого человека можно назвать одним из родоначальников геокриологии, поскольку он создал теорию теплопроводности. В дальнейших лекциях мы разберем законы Фурье.

Рассмотрим температурную историю Земли. Начнем с наших дней, а именно разберемся, что происходило последние 2000 лет. В районе XV-XVII века был период похолодания - так называемый малый ледниковый период. Это явление нашло отражение в произведениях искусства Ренессанса.

В голоцене (последние 12000 лет) было достаточно тепло и малый ледниковый период не внес значительных изменений в температурную кривую этого периода. Важно отметить понятие климатического оптимума: в период между 4 и 8 тыс. лет температура изменилась всего на 0.5 градуса. Отражения этого явления хорошо заметно в рельефе Восточной Сибири.

Во время плейстоцена изменения температуры поверхности были тесно связаны с изменением концентрации углекислого газа в атмосфере. В течение всего плейстоцена температуры в среднем падали на 6-8 градусов во время похолоданий. В периоды межледниковий температура повышалась не очень сильно (2-3 градуса) по сравнению с современностью.

В кайнозое (5 млн. лет) среднегодовая температура поверхности постепенно понижалась. Примерно 3.5 млн лет назад был сформирован температурный режим,

схожий с сегодняшним. На температурной кривой кайнозой хорошо выделяется локальный максимум - эоценовый оптимум. В это время температура поверхности повышалась.

В течение фанерозоя выделялось четыре холодных периода. Два первых похолодания: граница ордовика и силура, граница каменноугольного и пермского периодов - оставили за собой множество ледниковых отложений. Еще два похолодания случились соответственно в мезозое и в конце неогена. Все холодные периоды тесно связаны с вымираниями животных и глобальными изменениями климата.

Температурная история докембрия мало изучена, поскольку материальных свидетельств практически нет. Однако известно, что первые полмиллиарда лет был рост температуры. Этот рост связан непосредственно с увеличением светимости Солнца. Затем следовал резкий спад температуры. Далее шел постепенный рост температуры и последующее резкое ее падение. Первый скачок температуры (3.5 млрд. лет назад) был связан с появлением цианобактерий, способных к фотосинтезу и "изымающих" большое количество углекислого газа из атмосферы. Падение концентрации углекислого газа привело к падению температуры. Далее рост температуры был, возможно, связан с появлением метаногенов. Второй спад температуры (2.2-2.3 млрд. лет назад) произошел вследствие появления метанотрофов, потребляющих метан. Сегодня эти бактерии поддерживают баланс метана в почве и в горных породах.

Самый холодный период в истории Земли случился 600-800 млн. лет назад. Очевидной его связи с событиями биосферы найти сложно, но известно, что это был самый продолжительный холодный период. Он продолжался около 300 млн. лет и температура поверхности Земли достигала порядка -40 градусов. Вся континентальная часть планеты была покрыта ледниками. До сих пор неясно, почему он начался и почему закончился.

Основные понятия геокриологии. Рассмотрим основные понятия в геокриологии. Горные породы, имеющие отрицательную температуру, могут быть мерзлыми, морозными или охлажденными. Мерзлыми горными породами называются горные породы при отрицательной или нулевой температуре, в которых хотя бы часть воды перешла в кристаллическое состояние. Мерзлыми могут быть как дисперсные, так и скальные породы. В мерзлых породах естественная суммарная влажность превышает влажность незамершей связанной воды и присутствует лед, который может цементировать минеральные частицы, а может закономерно располагаться в виде прослоев и линз, заполнять трещины и пустоты в породе. Эти прослои льда иногда называются шлерами. Лед в породах рассматривается как специфический минерал, а наземные и подземные скопления льда различного происхождения - как мономинеральные горные породы

Лекция 3. Радиационно-тепловой баланс.

На прошлой лекции были упомянуты факторы, определяющие температуру на земной поверхности. Температура определяется балансом энергии, поступающей от Солнца и излучаемой Землей. Все остальные факторы вносят незначительный вклад.

Составляющие теплообмена. Рассмотрим основные составляющие теплообмена, который осуществляется на поверхности нашей планеты. Разность величин приходящей и излучаемой энергии определяет тепло, оставшееся на поверхности Земли. Куда расходуется эта часть? Во-первых, на конвективный теплообмен. Эта составляющая определяет обмен теплом с атмосферой. Во-вторых, энергия расходуется на фазовые переходы, т.е. на испарение жидкости с поверхности, транспирацию и конденсацию. В-третьих, энергия тратится на тепловой поток, проходящий в недра Земли, который определяет распределение температуры в литосфере. Эта часть интересует нас в большей степени.

Уравнение теплового баланса на поверхности Земли. Уравнение баланса записывают в следующем виде: $R_n = H + LE + G$, где R_n - разность между излучаемой и приходящей энергией, G - поток в недра, LE - энергия фазовых переходов, H - энергия конвективного переноса.

Тепловой баланс на планете и его изменения. Распределение испускаемой и поглощаемой энергии по земному шару крайне неравномерно. Преимущественное поглощение и излучение энергии происходит в экваториальных широтах. Разность между поглощаемой и излучаемой энергией также больше на экваторе, а на полюсах эта величина имеет отрицательные значения. Территория РФ также находится в области отрицательных значений R_n . Получается, что поверхность нашей страны должна была бы постоянно охлаждаться, если бы экваториальные области не 'поставляли' бы тепло. Такой обмен энергии между различными областями обеспечивается циркуляцией воздушных масс и океанических течений.

Составляющие теплового баланса изменяются в зависимости от сезона. Соответственно, меняется и поток тепла в недра Земли. Кроме того, теплообмен на акваториях и на суше также различен. Поэтому определение количества тепла, поступившего в литосферу, является довольно сложной задачей.

Температура поверхности других планет. Рассмотрим, какие климатические условия наблюдаются на других планетах. На Марсе средняя температура составляет около -65 градусов. У этой планеты очень тонкий слой атмосферы, состоящей преимущественно из углекислого газа. Средняя температура поверхности Венеры составляет около +464 градусов. Жидкая вода, как и живые организмы существовать при таких температурах не могут. Атмосфера Венеры очень плотная и на 96 % состоит из углекислого газа. Средняя температура на поверхности Земли составляет 15 градусов. Атмосфера нашей планеты по плотности занимает промежуточное место между Марсом и Венерой. Она состоит главным образом из азота и кислорода.

Содержание углекислого газа очень мало и составляет доли процента. Рассчитанная по формуле Аррениуса (эффективная) температура для Марса составляет -63 градуса и очень близка к действительной. Для Венеры эффективная температура равна -42. Эта температура оказывается даже ниже, чем эффективная температура Земли (-17 градусов). Такая разница является следствием различия альбедо Земли и Венеры. Исходя из вышесказанного, мы можем сделать вывод о том, что состав и плотность атмосферы сильно влияет на несовпадение средней и эффективной температур.

Парниковый эффект. Молекулы парниковых газов (углекислый газ, метан, водяные пары и др.) способны поглощать тепловые волны в определенном диапазоне. Они слабо поглощают волны в диапазоне видимого света и сильно поглощают инфракрасное излучение. Однако эти молекулы не удерживают тепло, а испускают его во все стороны. Получается, что одна часть этого излучения идет обратно в космос, а другая - возвращается на Землю. Излучение происходит в диапазоне инфракрасного излучения.

Геологическая и температурная история Земли тесно связана с трансформацией парникового эффекта. Парниковый эффект непостоянен, что связано с изменением состава атмосферы.

За последние 100 лет концентрация парниковых газов в атмосфере выросла примерно в 1.5 раза. Этот факт может повлиять на рост средней температуры Земли, что вызывает большое беспокойство в настоящее время. Действительно, наблюдения показывают, что с начала XX века идет тенденция к повышению температуры на поверхности, однако связано ли это напрямую с повышением концентрации парниковых газов в атмосфере - неизвестно.

Изменение количества поступающей энергии. Рассмотрим, насколько изменяется приход радиации к поверхности в зависимости от некоторых факторов. С конца XVIII века общий прирост энергии составил всего 2 Вт/м². Основное влияние на этот прирост оказывает увеличение концентрации углекислого газа и, следовательно, увеличение роли парникового эффекта. Помимо углекислого газа на парниковый эффект влияет метан. Этот газ образуется в бескислородных условиях, а также за счет деятельности животных, потерь на газовых месторождениях и др. Озон содержится как в тропосфере, так и в стратосфере. В тропосфере озон - это парниковый газ. В стратосфере озон поглощает ультрафиолет и создает небольшое отрицательное влияние на поток тепла, приходящего на поверхность Земли.

Антропогенный фактор влияет на альбедо Земли. Основная причина, по которой деятельность человека приводит к увеличению отражательной способности Земли, заключается в том, что человек уничтожает растительный покров. Однако деятельность человека приводит и к уменьшению альбедо. Это происходит вследствие загрязнения снега.

Рассмотрим результат влияний вышеупомянутых факторов. Температура на поверхности Земли растет на высоких широтах. Наибольшим изменениям подвержена Арктика.

Снег влияет на климат благодаря своему изоляционному свойству и способности отражать солнечный свет. Поэтому важно знать, какая площадь поверхности Земли покрыта снегом в настоящее время и каким изменениям он подвержен. В северном полушарии снежный покров продолжает уменьшаться особенно весной и летом. Здесь снежный покров в среднем уменьшается на 1.3% в 10 лет. За последние десятилетия в Европе и Северной Америке снежный покров изменился сильно, а в Восточной Сибири он остался на прежнем уровне.

Ледники имеют тенденцию к потере своей массы. Особенно этому подвержена Гренландия. Антарктический и арктический ледники также теряют свою массу. Каждые 10 лет масса ледников сокращается на 10%. Толщина льда сокращается примерно на 1 метр за 10 лет. Если тенденции продолжатся, то Арктика освободится ото льда к 2030 - 2050-ым годам. Уменьшение массы льда приводит к уменьшению альбедо. Это своеобразный положительный обратный эффект. То есть, чем выше температура, тем меньше льда, а чем меньше льда, тем выше температура за счет уменьшения альбедо.

Тающий морской лед в сочетании с тающими ледниками и ледовыми щитами может вызвать огромные изменения в глобальной модели океанического течения. Как и снег, уменьшения морского льда повышает поглощение солнечного тепла, что приводит к повышенному потеплению.

Повышение уровня моря. В последнее время фиксируется повышение уровня моря (примерно 3 мм в год). Это в два раза выше темпа XX века. Уровень мирового океана повышается в основном за счет теплового расширения воды. Повышение уровня моря от талых вод по прогнозам может ускориться вследствие увеличения таяния льда на суше. В долгосрочном плане ледяные щиты способствуют повышению уровня моря.

Изменение температуры на территории РФ. Максимальное повышение температуры на территории РФ наблюдается за Уралом примерно в средней Сибири. За последние десятилетия среднегодовая температура в Сибири выросла почти на 2 градуса.

Лекция 4. Математические основы геокриологии.

Попробуем описать изменения климата на планете с помощью математических законов. Изобразим график изменения климата в фанерозое: по одной оси отложим температуру, по другой – время в тыс. лет. В целом график будет представлять собой колебания температур с общей огибающей синусоидой. Эти данные были получены по анализу льдов и изотопов кислорода. Однако мнения ученых по поводу точного изображения этой кривой сильно рознятся. Мы можем не только судить о климате в прошлом, но и делать прогнозы на будущее.

Определим математический аппарат, позволяющий считать глубину промерзания или оттаивания. Для этой цели нужны законы Фурье, позволяющие геокриологу, задавшемуся некоторым временем расчета, начальным распределением температур на поверхности Земли, рассчитать нужные для него параметры. Вычисленные параметры, несомненно, сильно влияют на качество и значения введенных данных. Помимо входных данных, упомянутых выше, необходимо знать и разрез территории. Это также является достаточно большой проблемой. Если разрез на суше мы можем получить с помощью бурения, то получение разреза на том же шельфе представляет собой большое количество трудностей, поскольку скважины на шельфе в основном нефтяные. Таким образом, имеется две проблемы: мы не можем быть точно уверены насчет палеоклимата и мы не можем задать разрез. Тем не менее нам нужно узнать, например, сколько промерзло за последние 400 тыс. лет или сколько оттаяло в голоцене.

Распределение температур в горных породах называется *температурным полем*. Температурное поле определено, если известны значения температуры (t) во всех точках массива в каждый заданный момент времени (τ), т.е. известна функция $t(x, y, z, \tau)$

Если изменения во времени не происходит, такое поле называют *стационарным*. В противном случае поле называется *нестационарным*. Линии с одинаковыми температурами называются *изотермами*. Процессы теплопроводности (диффузии, фильтрации) описываются уравнениями с частными производными 2-ого порядка параболического типа – *уравнениями Фурье*. Чтобы его определить, рассмотрим физические закономерности при распространении тепла. Фурье проводил опыты, связанные с нагреванием металлического стержня. Возникает вопрос: будет ли распространение тепло в породах аналогично распространению тепла в металлическом стержне? Если рассматривать кондуктивный теплоперенос, то уравнения Фурье применимы. Однако есть также конвективный перенос, который не был учтен математиком. Мы будем рассматривать кондуктивный теплоперенос.

Рассмотрим малый элемент объема в виде параллелепипеда. Если мы будем нагревать одну его грань, то за счет явления теплопроводности тепло будет передаваться и всему малому объему.

Теплопроводность. Плотность теплового потока $q(z, \tau)$, т.е. количество тепла, проходящее в единицу времени через единицу площади ($\text{Дж}/\text{м}^2 \cdot \text{с}$, или $\text{Вт}/\text{м}^2$), зависит от коэффициента теплопроводности λ ($\text{Вт}/\text{м} \cdot \text{град}$) и градиента температуры dt/dz ($\text{град}/\text{м}$): $q(z, \tau) = -\lambda(z) \frac{\partial t}{\partial z}$.

Теплоемкость. Количество тепла, необходимое для нагрева единицы объема тела (горной породы) на Δt ($\text{Дж}/\text{м}^3$), зависит от коэффициента теплоемкости C ($\text{Дж}/\text{кг} \cdot \text{град}$) и плотности ρ ($\text{кг} \cdot \text{м}^3$): $q = C\rho \Delta t$.

Уравнение Фурье для одномерной задачи теплопроводности. Разность плотности теплового потока на границах элементарного объема в единицу времени приводит к нагреву (или охлаждению), заменяя $a^2 = -\lambda/C\rho$ – коэффициент температуропроводности: $\frac{\partial}{\partial x}(-\lambda \frac{\partial t}{\partial x}) = C\rho \frac{\partial t}{\partial \tau}$ или $\frac{\partial t}{\partial \tau} = a^2 \frac{\partial^2 t}{\partial x^2}$

Таким образом, мы получили зависимость температуры от времени и координаты нашей точки. Левая часть уравнения Фурье – это зависимость температуры от времени. Правая часть – произведение коэффициента (a^2), зависящего от свойств среды (от разреза), и второй производной температуры по координате. То есть первая производная распределения по времени есть вторая производная распределения по координате с точностью до коэффициента.

Уравнение Фурье для трехмерной задачи теплопроводности записывается через оператора Лапласа: $\frac{\partial t}{\partial \tau} = a^2 \Delta t$, где $\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$.

Функции, которые обращают уравнение Фурье в верное тождество бесконечно много, поскольку решением дифференциального уравнения является семейство функций, отличающихся друг от друга на константу. Поэтому для того, чтобы однозначно решить уравнение Фурье – необходимо задаться некоторыми начальными условиями. Первые ограничения, которые мы введем – это ограничения на класс функций $t(x, y, z, \tau)$. Функции $t(x, y, z, \tau)$ будем считать тригонометрическими.

Пусть существует некоторый уровень t_0 (необязательно нулевой), около которого будут происходить колебания. Это будет средняя температура на поверхности. Кроме того, считаем, что задана частота колебаний, период и амплитуда A .

Рассмотрим три вида граничных условий:

- 1 рода – задана температура на границах;
- 2 рода – задана производная dt/dx (поток тепла);
- 3 рода – задана комбинация функции и производной – условия теплообмена по закону Ньютона на поверхности тела с окружающей средой.

В стабильных областях земной поверхности условия 2 рода известны. То есть, с одной стороны, мы можем задавать температуру на поверхности, с другой стороны, можем задавать поток тепла 'из недр Земли'. Кроме того, для инженерных задач мы

можем задать и условия третьего рода. В рамках лекции мы ограничимся условиями первого рода.

Если температура меняется по закону: $t(0, \tau) = t_0 + A \cos \omega \tau$, то, подставляя ее в уравнение Фурье и дифференцируя по соответствующим параметрам, получим

следующее решение уравнения Фурье: $t(z, \tau) = t_0 + A e^{\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}} z} \cos(\omega \tau - \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}} z)$

Отметим, что частота колебаний различается в зависимости от поставленной задачи. В решении уравнения Фурье косинус сдвинут по фазе. Величина этого сдвига напрямую зависит от геологического разреза. Сдвиг по фазе в природе отражен следующим образом: если в каком-либо регионе температура зимой составляет (-10) – (-15) градусов на поверхности земли, то на глубине 5 метров она будет составлять (-4) – (-5) градусов - это остаток летней температуры, который 'ушел' на глубину. Экспонента в отрицательной степени свидетельствует об убывании амплитуды колебаний с глубиной.

За слой нулевых годовых колебаний температур принимают слой, на подошве которого годовые изменения температур находятся в пределах точности измерений (обычно 0.1 град.С). Его называют слоем сезонных колебаний температуры (15-25 м). Суточные колебания имеют глубину около метра.

Законы Фурье. Сформулируем некоторые следствия из решения уравнения Фурье, которые носят названия законов Фурье. Для установившихся сезонных колебаний с периодом T Фурье вывел следующие зависимости:

1. *Первый закон Фурье* отражает экспоненциальное убывание амплитуды с глубиной:

$$A(z) = A e^{-\sqrt{\frac{\pi C}{\lambda T}} z}$$

Из уравнения видно, что чем больше теплоемкость и меньше теплопроводность, тем затухание больше.

2. *Второй закон Фурье* - колебания происходят со сдвигом фаз пропорциональным глубине.

$$\delta = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{CT}{\pi \lambda}} z$$

Если бы дельта (δ) равнялась нулю, то никаких колебаний температур бы не было, и температура на поверхности равнялась бы температуре на любой глубине. Из формулы видно, что чем больше теплоемкость и меньше теплопроводность, тем больше сдвиг по фазе.

3. *Третий закон Фурье* - глубина проникновения температур зависит от периода колебаний на поверхности.

$$\zeta = \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} \ln \frac{A_0}{A_\xi} \qquad \frac{z_2}{z_1} = \sqrt{\frac{T_2}{T_1}}$$

Если мы соотнесем амплитуду на поверхности земли (A_0) и амплитуду на глубине нулевых годовых колебаний температур (A_ξ), то мы можем рассчитать глубину, на которую проникает волна с амплитудой A_ξ . Амплитуды колебаний могут быть получены при изотопном анализе льдов. Из формулы видно, что чем больше теплопроводность и меньше теплоемкость, тем больше глубина проникновения тепловой волны. Кроме того, ζ прямопропорционально зависит от периода колебаний.

Следствием из третьего закона Фурье является то, что отношение глубин пропорционально корню из отношения периодов.

Лекция 5. Основные понятия геокриологии.

Основные виды пород. На 4 лекции мы разобрали понятие *мерзлых* пород. Мерзлыми называются породы при температуре ниже 0 градусов и содержащие лед. Они достаточно хорошо распространены в природе, занимают около 65% территории РФ, значительную часть Северной Америки, большую часть Канады и некоторую часть Аляски.

Кроме мерзлых пород выделяются *морозные, охлаждённые* и *немерзлые*. Если породы находятся ниже 0 градусов, но не содержат льда, то их принято называть морозными. Это в основном скальные породы, хотя в определенных условиях встречаются морозные пески. Кроме того, в криолитозоне находятся охлажденные породы. Это породы при температуре ниже 0 градусов, не содержащие льда, но имеющие поровый раствор. Обстоятельство, из-за которого в этих породах не содержится льда объясняется минерализованностью раствора.

Процентное содержание льда на Земле. Большая часть льда на Земле (около 99%) содержится в ледниках. В литосфере объем льда составляет около 0.84%. Морской лед занимает порядка 0.14%, а снежный покров - 0.04%.

Виды пород по продолжительности существования. По продолжительности существования существует свое деление пород:

- *кратковременномерзлые* породы (часы, сутки);
- *сезонномерзлые* (месяцы);
- *многолетнемерзлые* (годы, сотни и тысячи лет).

Сезонномерзлые породы занимают практически всю территорию нашей страны. Распространение сезонномерзлых пород совпадает с областью снежного покрова.

В нормативных документах по инженерному изысканию встречается термин «*вечномерзлые породы*». Это синоним многолетнемерзлых пород. За рубежом используется название *permafrost* – оно тоже достаточно точно отражает сущность этих пород. В нормативных документах указано, что многолетнемерзлые (вечномерзлые) породы – это те, которые существуют 3 и более лет.

Температурные колебания в литосфере. Температурное состояние горных пород связано с теплообменом на поверхности Земли между литосферой и атмосферой. Периодическое изменение температуры на поверхности приводит к изменению теплового состояния приповерхностных слоев горных пород. На подошве *слоя годовых колебаний* или *слоя нулевых годовых амплитуд* (10-20 м) температура в течение года не меняется. Там, где среднегодовая температура пород на этой глубине положительна, с поверхности развито сезонное промерзание пород в зимний период. В этом случае слой сезонного промерзания подстилается *талыми* породами. В летний период в районах многолетнемерзлых пород верхняя часть разреза оттаивает. Она называется *областью сезонного оттаивания* (около 1 м).

Температурные колебания никогда не выходят за некоторые линии. Эти линии называются *температурными огибающими*. Точность определения температуры составляет 0.1 градуса. Таким образом, мы считаем температуру постоянной, если ее колебания не превосходят точности.

Геотермический градиент. Существует также *геотермический градиент*. По всей толще мантии за счет радиоактивного распада распределяется тепло. Температура увеличивается на 3 градуса каждые 100 м в глубину. Геотермический градиент не влияет на температуру на поверхности, но влияет на температуру на глубине. В сейсмически активных областях он может быть выше, в платформенных частях - ниже. Геотермический градиент позволяет достаточно точно прогнозировать мощность многолетнемерзлых пород. Но мощность также зависит от теплопроводности пород. В Антарктиде, например, мощность ледника составляет порядка 4 км. По таким данным температура на поверхности должна составлять -120 градусов. Однако из-за высокой теплопроводности льда, она составляет -50 - -60 градусов.

Слой сезонного оттаивания. Рассмотрим более подробно слой сезонного оттаивания. Он образуется в районах, где мощность мерзлых пород большая, а в летние сезоны часть горных пород оттаивает. В чем заключаются особенности этого слоя? Поверхность слоя сезонного оттаивания неоднородна. Подошва слоя будет повторять рельеф поверхности. В областях близких к нулю слоем сезонного оттаивания могут обладать только северные склоны, поскольку на южных мерзлота отсутствует. Тогда будет различаться и растительный покров этих областей. В зависимости от климатических условий мощность слоя сезонного оттаивания меняется от года к году.

Мерзлые породы по характеру промерзания. Мерзлые породы по характеру промерзания подразделяются на эпигенетически и сингенетически промерзшие. К эпигенетически промерзшим породам относятся горные породы, которые перешли в многолетнемерзлое состояние после того, как завершился процесс накопления осадков и их диагенетического образования. Сингенетически промерзшие породы формируются на уже существующем мерзлом субстрате, когда геологически синхронно происходят накопление осадка и его промерзание. Примером сингенетически промерзших пород континентального типа являются пойменные отложения в области криолитозоне.

Переходная зона.

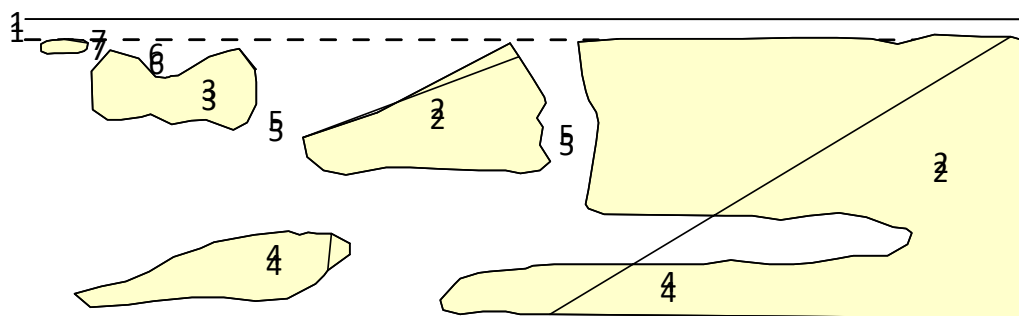


Рис.3 Строение переходной зоны: 1 - слой сезонного оттаивания; 2 - многолетнемерзлые породы, распространенные с поверхности Земли; 3 - многолетнемерзлые породы, распространенные с небольшой глубины; 4 - многолетнемерзлые породы, залегающие на значительной глубине, так называемые "реликтовые толщи"; 5 - сквозные талики; 6 - несквозной талик (на распространяется на всю мощность мерзлоты); 7 - граница многолетнемерзлых пород.

Мощность и особенности строения криолитозоны. Глубина многолетнего промерзания горных пород по вертикали (т.е. мощность криолитозоны) зависит от многих факторов и условий их изменений в процессе промерзания. Поэтому строение толщи ММП от кровли до подошвы может быть достаточно сложным. В вертикальном разрезе криолитозона бывает *непрерывной (сплошной)* или *прерывистой*.

По соотношению со слоем сезонного оттаивания многолетнемерзлые породы подразделяются на *сливающиеся* и *несливающиеся*.

Мощность мерзлоты достигает значительных глубин. Максимальная мощность, известная на сегодняшний день достигается в районе Анабарского щита и достигает примерно 1.5 км. Сейчас мерзлоту рассматривают совместно с газогидратами. При определенной температуре (не всегда отрицательной) и значительном давлении возникает аналог льда, но с включениями большого количества газов в минеральной решетке. Мощность газогидратов может опускаться еще ниже, чем мерзлота. Кроме того, существуют иногда очень сложные разрезы на побережье Северного Ледовитого океана. Дело в том, что в этих районах может наблюдаться чередование мерзлых и охлажденных пород. Такие разрезы могут встречаться и вдали от побережья: на Тибете, в Якутии и др.

Виды распространения ММП. Распространение многолетнемерзлых пород по площади в зависимости от соотношения участков талых и мерзлых пород принято разделять на 4 типа:

1. *Островное (редкоостровное)* - отдельные разобщенные участки ММП занимают до 10 процентов территории;
2. *Спорадическое (массивно-островное)* - 10-50% занимают ММП;
3. *Прерывистое* - 50-90% территории с ММП;
4. *Сплошное* - 90-100% с ММП.

Первые три типа входят в южную геокриологическую зону, четвертый - в северную геокриологическую зону.

Распространение криолитозоны. Различие в мерзлой толще между Северной Америкой и Евразией заключается в том, что на Североамериканском континенте отсутствует реликтовая мерзлота. Это происходит вследствие того, что на территории Восточной Сибири не было сплошного ледника из-за малого количества осадков. Сплошная мерзлота встречается на Тибете и в горах Хинган. Криолитозона занимает 25% всей суши и 65% России. Больше половины мерзлоты на территории нашей страны занимает сплошная мерзлота.

Южная геокриологическая зона с юга ограничена линией, называемой *южной границей распространения ММП*, которая на картах проводится по обнаруженным южным островам мерзлых пород. В горных районах низких широт граница распространения мерзлых пород называется *нижней высотной границей* их распространения.

В криолитозоне, даже в северной геокриологической зоне, под крупными реками и озерами, на участках термальных источников, подземных вод и в других местах встречаются участки, сложенные на всю мощность мерзлоты талыми породами. Такие участки среди ММП в пределах криолитозоны называются *таликами*. Их встречаемость уменьшается с юга на север и с возрастанием высоты рельефа. Талики могут быть сложены как водоносными, так и неводоносными породами.

Лекция 6. История геокриологии.

I этап.

Первый этап (до первой половины XVIII века) развития геокриологии характеризуется обнаружением мерзлоты и первыми попытками объяснения причин ее существования. Естественно, что коренные жители Сибири знали о ее существовании. В литературе первые сведения о мерзлоте стали появляться лишь с XVI века, когда усилились поиски северного морского пути из России в Китай. Тогда началось активное освоение территорий, на которых были распространены многолетнемерзлые породы. Такая экспансия на восток и северо-восток происходила в результате развития торговли и промысла. Освоение огромных пространств происходило очень быстро. Территория современной России расширялась с большими скоростями.

Позднее начинают поступать донесения от русских воевод и путешественников об обнаружении МП. К числу наиболее известных походов можно отнести путешествие Семёна Дежнева на крайний северо-восток, Василия Пояркова в XVII веке в южную часть Восточной Сибири. Примерно в это время появляются сведения о существовании мерзлых пород на территории Северной Америки.

С эпохи Петра I стали организовываться регулярные экспедиции, направленные на освоение этих земель. Экспедиция Прончищева была первой, которая составила первую точную карту русла реки Лена от Якутска до устья, а также карту побережья моря Лаптевых от дельты Лены до залива Фаддея. Общая длина описанной Прончищевым береговой линии составила 500 км. Память об этой экспедиции, открывшей самую северную часть, хранится до сих пор.

В 1754 г. Ломоносов дал вполне научное представление об условиях развития и широком распространении ММП. Он отмечал, что в Сибири, включая горные страны на границе с Китаем, земля все лето находится в мерзлом состоянии. Связывал он это с тем, что «зимний холод летний жар преодолевает» в связи с холодным климатом.

II этап.

Второй этап (2-я половина XVIII – 1-я половина XIX в.) – это накопление фактического материала и признание научной общественностью широкого распространения мерзлоты на территории Сибири и Дальнего Востока. В этот этап организуются крупные экспедиции на северо-восток Сибири, острова Северного Ледовитого океана, на Дальний Восток. В то время исследователи были естествоиспытателями широкого профиля и подробно описывали все, что видели, в том числе мерзлые породы и подземные льды. Их имена всегда остались в истории. В географических названиях Арктики – имена Прончищева, братьев Лаптевых, Врангеля, Анжу и др.

Александр Фёдорович Миддендорф – один из основоположников мерзловедения, российский путешественник, географ, ботаник и натуралист. В 1842

году Академия наук по рекомендации К. М. Бэра поручила Миддендорфу организовать экспедицию в Северную и Восточную Сибирь. В период подготовки экспедиции Миддендорф составил карту Таймыра, используя работы С.И. Челюскина и Х.П. Лаптева. В период своей экспедиции в Северную Сибирь и на Дальний Восток открыл плато Путорана, стал первым исследователем полуострова Таймыр. В числе научных достижений Александра Миддендорфа первая научная характеристика климата Сибири, определение южной границы распространения многолетней (вечной) мерзлоты.

Что касается теории материковых оледенений, то в те времена люди еще не видели того, как они выглядят, а знали только о горных оледенениях. Однако было очевидно, что на платформах присутствовали отложения ледникового типа – те, что встречаются в горах. Первым, кто высказал предположение о том, что большие ледники покрывали большие пространства, был немецкий поэт И.В. Гете, который, как известно, увлекался естественными науками. Дальнейшее развитие ледниковой теории связано с исследованиями Л. Агассиза в Швейцарии в 30-ых годах позапрошлого века.

Историческим памятником в изучении мерзлых пород стала Шергинская шахта. Ф. Шергин в 1828 г. возглавлял работу по проходке колодца в г. Якутске. За 9 лет был прорыт колодец глубиной 116 м, и вода не была вскрыта. Зато были получены первые сведения о мощности ММП.

В.А. Обручев был известным исследователем геологии Сибири, Центральной и Средней Азии, открыл несколько хребтов в горах Наньшань. Он участвовал в качестве геолога в четвертой экспедиции Г. Потанина, занимался проектированием Закаспийской и Транссибирской железных дорог и был первым штатным геологом Сибири.

III этап.

Третий этап (2-я половина XIX – начало XX в.) – в связи с началом промышленного освоения Сибири зарождается инженерное мерзлотоведение. Активное изучение МП было вызвано необходимостью предотвращения деформаций и разрушения инженерных сооружений, а также серьезными затруднениями в водоснабжении.

С именем князя П.А. Кропоткина связаны первые исследования и научные обобщения по проблеме древнего оледенения Сибири, которые остаются актуальными и сегодня. Известно, что Кропоткин был выдающимся геологом своего времени, одним из основоположников теории древних оледенений Земли.

Звучали, однако, и голоса скептиков, выражавших сомнения в физических возможности оледенений Сибири. Тон этих возражений задал крупнейший метеоролог того времени А.И. Воейков, утверждавший, что климат Сибири был резко континентальным, а значит – слишком сухим, чтобы обеспечить развитие ледниковых процессов.

Также нужно упомянуть Р. Амундсена – первого человека, побывавшего на обоих географических полюсах Земли. Это был первый исследователь, совершивший морской переход и Северо-восточным, и Северо-западным морским путем.

IV этап.

Четвертый этап (начало – середина XX в.) – становление геокриологии как науки. Этап характеризуется организацией специальных учреждений по подготовке кадров для изучения криолитозоны.

В 1927 г. М.И. Сумгин обобщил накопленные к тому времени знания в книге «Вечная мерзлота почвы в пределах СССР». Он является одним из основателей учения о вечной мерзлоте. В 1929 году по его инициативе и при поддержке академика В. И. Вернадского была организована постоянная комиссия по изучению вечной мерзлоты (КИВМ) под председательством академика В. А. Обручева. В 1939 году Комиссия преобразована в Институт мерзлотоведения им. В. А. Обручева. С именем М.И. Сумгина связаны основополагающие понятия и первые классификации вечно- и сезонномёрзлых горных пород.

Криосфера — одна из географических оболочек Земли, характеризующаяся наличием или возможностью существования льда. То есть, если в данной области возможно существование льда, то это – часть криосферы. Криосфера расположена в пределах теплового взаимодействия атмосферы, гидросферы и литосферы. Нижняя граница совпадает с подошвой слоя мёрзлых и охлажденных горных пород. Этот слой характеризуется большой устойчивостью и достигает максимальной глубины залегания от поверхности Земли в высоких широтах, но отличается сезонной изменчивостью и выклинивается в средних и низких широтах. Верхняя граница криосферы проходит на высотах около 100 км над уровнем моря.

Криолитозона - часть криосферы, самый верхний слой земной коры, характеризующийся в течение всего года или хотя бы короткое время (но не менее суток) отрицательной температурой почв и горных пород и наличием или возможностью существования подземных льдов. Главная особенность криолитозоны — протекание процессов в интервале температур, включающем точку замерзания воды (0°C).

Эти определения были предложены П.Ф. Швецовым в 1955 - советским мерзлотоведом и гидрогеологом. Его основные труды были связаны с изучением подземных вод и геотермических условий многолетнемёрзлых толщ.

Н.А. Цытович – учёный в области геокриологии, механики грунтов, инженерной геологии. В 1931 году Н.А. Цытовичем совместно с М.И. Сумгиным была написана первая инструкция по исследованию вечной мерзлоты в строительных целях. Кроме того, им был создан учебник для вузов «Основы механики грунтов», переведённый на многие языки мира. Он работал в Якутске и известен своей работой над обоснованием конструкций фундаментов зданий на вечной мерзлоте. Поскольку большинство зданий

являются тепловыделяющими, то необходимо было поставить некоторый тепловой барьер между криолитозоной и самим зданием. Вопрос решался при помощи постановки здания на сваи. А расчетом и определением параметров этих свай как раз занимался Н.А. Цытович. Помимо этого, в 1938 г. в Якутске была построена первая ТЭС, научной частью постройки которой занимался этот ученый. Эта станция функционирует до сих пор.

С.С. Вялов – доктор технических наук, профессор. Создатель теории реологии мерзлых грунтов.

М.М. Крылов – изобретатель «искусственной мерзлоты» - огромных ледяных складов, автор предложения о защите дамбы Дмитровского водохранилища во время Великой Отечественной войны.

В 1953 г. на геологическом факультете МГУ была организована кафедра мерзлотоведения. В 1961 г. Московский институт мерзлотоведения был реорганизован. Проводились активные мерзлотные исследования в проектных и НИ организациях различного профиля и на кафедрах ВУЗов.

П.И. Мельников в 1941 г. был назначен начальником научно-исследовательской мерзлотной станции. Благодаря его энергии, настойчивости и энтузиазму ЯНИМС за короткий период стала одной из ведущих научных организаций г. Якутска и республики. В 1942 г. впервые в Якутии была сооружена подземная научная лаборатория для изучения и испытания мерзлых грунтов. П.И. Мельников был первым Президентом Международной ассоциации по мерзлотоведению.

В.А. Кудрявцев – известный мерзлотовед и гидрогеолог, заслуженный деятель науки РСФСР. Он был лауреатом 1-ой премии имени М.В. Ломоносова за цикл исследований по разработке и внедрению в практику методики геокриологической (мерзлотной) съёмки и прогноза. Его научная заслуга состояла в том, что он нашел способ, как перейти от температуры воздуха к температуре пород, учесть все факторы, влияющие на это значение. Это все он сформулировал в своей монографии - методике геокриологической съёмки.

Методология геокриологической съёмки. Поскольку свойства и структура горных пород во многом зависят от распределения температур в конкретный момент времени, то измеренные в полевых условиях данные не являются полностью достоверными. Требуется не "фотография", срез данных в определенный момент, а закономерности и динамика изменения параметров среды во времени. Поэтому изыскания в криолитозоны являются довольно сложным процессом. Ландшафтно-ключевой метод геокриологии заключается в том, что во всем многообразии местности мы выделяем определенные ландшафты и составляем карты, которые являются совокупностью этих ландшафтов. Далее мы используем свойства одного ландшафта для того, чтобы охарактеризовать все ему подобные. Вопрос заключается в том, какой именно ландшафт выбрать для определения свойств. С одной

стороны, на это влияют экономические условия, с другой - необходимость извлечения максимума информации.

Лекция 7. Процесс замерзания горных пород.

Перейдем к изучению состава горных пород и процесса их замерзания. Сначала напомним, из чего состоят горные породы.

Горная порода как многофазная система. Горные породы в мерзлом состоянии представляют собой сложные по составу и строению природные тела. Особой сложностью отличаются дисперсные породы. Они являются многокомпонентными и многофазными системами, в которые входят следующие основные составляющие:

- 1) скелет (минеральный, органо-минеральный и органический);
- 2) твердая фаза воды (лед и кристаллогидраты или цеолиты);
- 3) жидкая фаза воды (связанная вода и растворы солей);
- 4) газообразная составляющая (пар и газы).

Фазовая диаграмма воды. Рассмотрим фазовую диаграмму воды (рис.4). Она строится в координатах давление и температура. На этой диаграмме хорошо видны три фазы, свойственные воде: твердая, жидкая и газообразная. Тройная точка воды (точка, отражающая равновесие трех фаз – жидкости, льда и пара) в отсутствие воздуха находится при $0,01\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $4,58\text{ мм рт. ст.}$ В присутствии воздуха три фазы в равновесии при 1 атм и при $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Эта диаграмма важна, поскольку она показывает, при каких условиях происходят фазовые переходы.

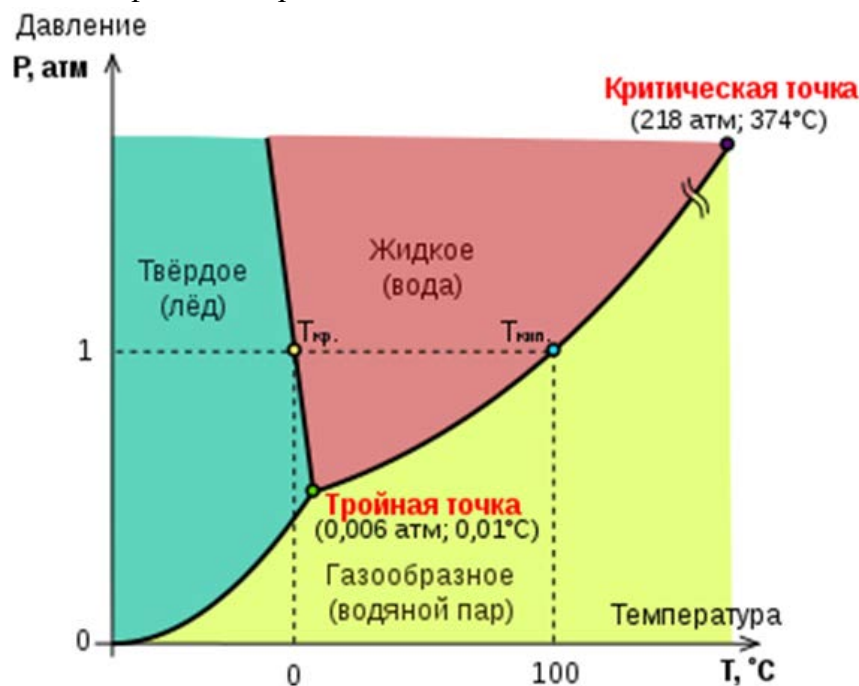


Рис.4 Фазовая диаграмма воды.

Пусть в системе понижается давление. Тогда при переходе жидкость – газ видно, что будет понижаться и температура. Таким образом, при пониженном давлении в горах температура кипения воды будет ниже.

Известно, что в мерзлых породах существует незамерзшая вода. То есть порода находится при отрицательной температуре, но не вся вода в породе замерзшая. Этот эффект происходит из-за образования связанной воды на поверхности минеральных частиц, которая находится в ином энергетическом состоянии. Чем больше связанной воды, тем меньше ее замерзает. Те породы, которые обладают хорошим эффектом «связывания» воды, содержат больше незамерзшей воды.

Пресная вода, попадая в море, частично смешивается, и образуется слой пониженной солености, который более или менее устойчиво существует во многих морях. Он называется галоклином. За счет него по-особенному формируются морские течения.

Уравнения Гиббса.

Перейдем к рассмотрению уравнений Гиббса. Джозайя-Уиллард Гиббс родился 11 февраля 1839 года в городе Нью-Хейвен (Коннектикут), в семье профессора геологии, работавшего в Йельском университете. Гиббс занимался домашним хозяйством и наукой. Важность трудов Гиббса сразу же отметил Максвелл, но американская наука была слишком озабочена практическими вопросами, чтобы обращать внимание на его глубокие теоретические исследования. Он не оставил в ней крупного следа и даже не стал членом Американского физического общества. Его приложение термодинамики к процессам породило статистическую механику, примененную в квантовой физике.

Рассмотрим уравнения Гиббса для каждой фазы (индексы обозначают ice – лед, w – пленка):

$$S_{ice}dT - v_{ice}dp_{ice} + d\mu_{ice} = 0$$
$$S_wdT - v_wdp_w + d\mu_w = 0,$$

где S – удельная энтропия, v – удельный объем, μ – химический потенциал.

При условии $S_{ice} - S_w = Q/T$, где Q – мольная теплота фазового перехода, получаем: $Q\frac{dT}{T} + v_{ice}dp_{ice} - v_wdp_w + d(\mu_w - \mu_{ice}) = 0$. В условиях равновесия фазовые параметры соотносятся таким образом.

Почему эти уравнения важны в геокриологии? В термодинамике показывается, что при фазовом переходе происходит изменение энтропии. Разница этих энтропий и есть теплота фазового перехода, отнесенная к температуре. Если мы рассмотрим два уравнения Гиббса для льда и для воды и возьмем их разность, то получим соотношение, приобретающее важный смысл. Для условия равновесия разность химических потенциалов равна нулю. Тогда изменение температуры фазового перехода связано с изменением давления. Влияние давления на температуру фазового перехода описывает уравнение Клаудиуса-Клайперона: $Q\frac{dT}{T} + (v_{ice} - v_w)dp = 0$. Оно показывает,

например, какое давление нужно приложить, чтобы предотвратить замерзание. Для того, чтобы понизить температуру на 1 градус, необходимо приложить давление 13.4МПа.

Рассмотрим реальную ситуацию промерзания породы. Пусть у нас имеется внешнее давление. Какое давление может быть во льду и какое в воде? Эти давления, вообще говоря, разные. Пусть имеется образец, на который оказывается внешнее давление σ . В этом образце существует вода, на которую оказывается давление p_w и ледяные прослой под давлением p_{ice} . Как соотносятся между собой σ , p_w , p_{ice} ? Из формулы Терцаги известно, что $\sigma = \sigma_{пор.} + \sigma_{ск.}$. Считается, что давление в протяженных прослоях льда равно давлению в скелете. Тогда мы можем записать: $\sigma = p_w + p_{ice}$. В экстремальном случае, т.е. когда промерзание очень долгое, мы можем приравнять p_w к нулю, поскольку вся вода успеет отфильтроваться.

Промерзание породы. Поговорим о самом процессе промерзания: как образуется лед и ледяные кристаллы. Самым ярким примером ледообразования является образование снега. Все снежные кристаллы имеют множество вариантов образования. Как лед образуется в воде? Есть следующая классификация.

Начальные стадии льдов:

- Ледяные иглы – небольшие кристаллы льда;
- Ледяное сало – смерзающиеся скопления ледяных игл, плавающие на поверхности моря;
- Снежура – кашеобразная масса, образующаяся при сильном снегопаде на охлажденную воду.
- Шуга – рыхлые белесоватые комки льда, образующиеся при смерзании ледяного сало или снежуры.

Молодые (ниласовые) льды:

- Блинчатый лед – круглые ледяные образования диаметром до 3-4 м, толщиной в несколько сантиметров;
- Нилас – тонкий (до 10см) эластичный сплошной лед, изгибающийся на волне и разламывающийся ветром;
- Серый лед – лед толщиной от 10 до 30 см;
- Белый лед – лед, толщиной от 30 до 70 см, в неарктических морях является предельной возрастной стадией.

Арктические льды поздних стадий:

- Однолетний лед – к концу весны достигает толщины 1.5 м, в период летнего таяния обычно полностью не исчезают;
- Двухлетний лед – достигают толщины 2м;
- Многолетний лед – лед толщиной 2.5м и больше, поверхность обычно холмистая.

По динамическому признаку различают неподвижные и дрейфующие льды. Льды возрастных стадий могут находиться и в том, и в другом состоянии, кроме льдов начальных стадий, которые встречаются лишь в состоянии дрейфа.

К числу неподвижных льдов относятся:

- Припай – обширный ледяной покров, связанный с берегом, от которого может простираться на десятки и сотни миль;
- Стамуха – сидящее на мелководье торосистое скопление льда.

Основные формы дрейфующего льда:

- Ледяные поля различных размеров.

Рассмотрим явление замерзания воды в случае, если она содержит соли.

Порядок замерзания порового раствора можно рассмотреть с точки зрения замерзания морской воды. Если мы начнем замораживать воду, то при даже очень низких температурах часть воды содержится в жидком состоянии. В морской воде преобладают хлориды и сульфаты натрия, калия и магния. Когда мы вымораживаем воду, то лед вытесняет соли в остаточный раствор. Таким образом, происходит увеличение концентрации солей в остаточном растворе.

При -8.2°C из рассола морской воды 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 $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Выпадает также некоторое количество CaCO_3 . Наконец, при температуре -55°C замерзает весь раствор. При этом до температуры -17°C (и выше) основная масса солей - 99.65%, находится в растворе, за исключением глауберовой соли. Мирабилит может осаждаться на деревьях, поверхности грунта, в породах. В разных источниках присутствует разная температура выпадения глауберовой соли. Это происходит из-за влияния сложной химической кинетики.

Плотность морской воды уменьшается при увеличении температуры. При этом кинетика процесса замерзания сложна, при быстром замерзании раствора электролит может попасть в состав льда (захват ионов, рассола). Процесс захвата ионов коллективный, с образованием электрических потенциалов (эффект Воркмана - Рейнольдса, предложенный для объяснения причины электризации при грозе). В результате захвата ионов быстро образующийся лед является более соленым, чем медленно образующийся (от 5.64% при -16°C до 10.16% при -40°C).

В начале замерзания лед не является пресным, он содержит соляные включения в виде микроскопических частиц. С течением времени лед начинает «рассаливаться» и эти включения исчезают. Это происходит из-за того, что существует градиент температуры, и включения раствора с одной стороны промерзают, а с другой – оттаивают. Таким образом, происходит опреснение льда. Поэтому полярные путешественники не испытывают проблем с нехваткой воды.

Лекция 8. Влияние ландшафтов и покровов на распределение температур.

Рассмотрим, как выбирается ключевой участок в ландшафтно-ключевом методе. Во-первых, важна доступность и логистика участка. Во-вторых, ключевой участок должен быть типичным и представительным для данного типа ландшафта. Кроме того, исследования нужно проводить и на аномальных участках.

Продолжим обсуждение методологий геокриологии. Температурное поле требует количественных характеристик и математических методов. Сложные математические зависимости могут быть разложены на более простые. Важно иметь в виду, что сложные на наш взгляд зависимости могут быть на самом деле достаточно простыми – подчиняться простым законам и в совокупности образовывать сложные составляющие. Однако важно «не уходить с математикой в потусторонний мир». Поэтому необходимо найти золотую середину.

Распределение температур зимой. Наиболее нагретая часть представляет собой литосферу, которая «запасла» тепло летом. Поскольку на поверхности зимой возникает резко отрицательный баланс – преобладает излучение тепла, то земная поверхность будет наиболее холодным местом. От поверхности идет значительный радиационный поток, некоторый поток тепла идет из недр, поскольку недра являются нагретыми. Поток конвективного тепла и тепла фазовых переходов направлен в противоположную сторону и пытается скомпенсировать потерю тепла при излучении.

Распределение температур летом. За счет большого притока радиации поверхности земли нагревается и имеет максимальную температуру. Формируется теплообмен с атмосферой. Тепло переносится за счет испарения (фазовые переходы) и конвективного теплообмена.

Рассмотрим три типа ландшафтов: лиственный лес над кронами деревьев, лиственный лес под кронами деревьев и луг, лишенный высокой растительности (рис.5). Видно, что значения теплового потока в недра весьма незначительны. Из-за этого возникает проблема оценки температуры литосферы. Мы можем измерить поток, который излучает Земля, тепло, приходящее на Землю, оценить конвективный теплообмен и фазовые переходы. Однако поток, поступающий в недра мы не можем оценить, поскольку разность между большими числами определяется с огромной погрешностью.

Для того, чтобы вычислить поток, идущий в недра, необходимо рассмотреть конвективный теплообмен в литосфере, задав температуру на границе. Далее через законы Фурье можно определить теплообмен. Сложность заключается в том, что мы знаем температуру воздуха, а не поверхности. Для определения температуры на поверхности необходимо вывести формулу, которая будет связывать температуру

воздуха и температуру поверхности.

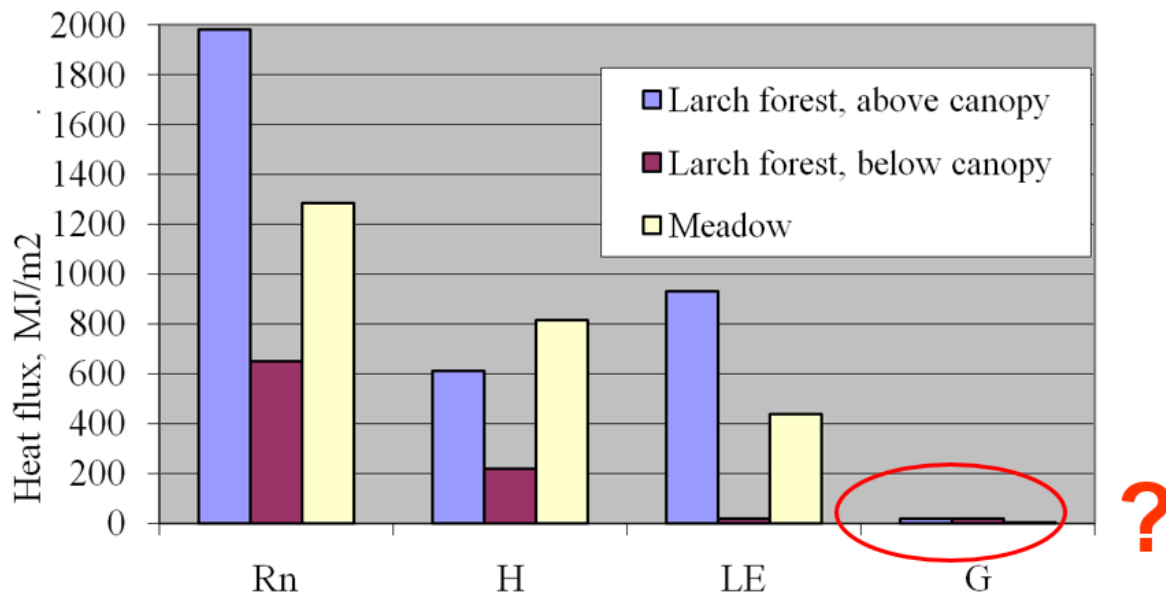


Рис.5 Распределение тепла для трех различных типов ландшафта.

Существует несколько способов нахождения функциональной связи $t_{\text{дп}}$ (температура дневной поверхности) с отдельными составляющими радиационно-теплого баланса. Одним из них является определение разности среднегодовой температуры дневной поверхности и воздуха - Δt_R - посредством использования величины турбулентной составляющей p радиационно-теплого баланса. При известном коэффициенте теплоотдачи k с поверхности искомая связь может быть выражена уравнением:

$$H = k \Delta t_R = R - LE - G,$$

$$\text{откуда } \Delta t_R = (R - LE - G) / k$$

Из решения уравнений Фурье вытекают три закона Фурье, рассмотренные в прошлых лекциях. Законы Фурье позволяют также рассчитывать теплообмен в литосфере.

Помимо сезонных колебаний существуют также многолетние колебания температуры на поверхности. Это приводит к тому, что фактические распределения температуры по глубине являются сложением колебаний. Период колебаний в 10 лет отражает активность Солнца. Период колебаний в 300 лет связан с Солнечной активностью. Период в 40 лет связан с возрастом леса. То есть колебания температуры связаны с циклом обновления растительности.

Задача Стефана. Задача Стефана является одной из самых сложных задач математической физики. Она имеет следующий вид:

$$\frac{\partial t_f}{\partial \tau} = a_f^2 \frac{\partial^2 t_f}{\partial x^2} \qquad \frac{\partial t_{uf}}{\partial \tau} = a_{uf}^2 \frac{\partial^2 t_{uf}}{\partial x^2}$$

Аналитическое решение задачи Стефана присутствует только для некоторых частных случаев. Задача Стефана связана с распространением тепла в мерзлой (левая часть) и не мерзлой (правая часть) частях литосферы. Существуют также граничные условия, связанные с фазовыми переходами, происходящими на движущейся границе талый-мерзлый:

$$\lambda_f \frac{\partial t_f}{\partial z(z=\xi)} - \lambda_{uf} \frac{\partial t_{uf}}{\partial z(z=\xi)} = Q \frac{d\xi}{d\tau}$$

Существует упрощенное решение, которое приписывается самому Стефану:

$$\xi(\tau) = \sqrt{\frac{2\lambda_f \Omega}{Q}}$$

Из формулы видно, что толщина льда ($\xi(\tau)$) зависит от трех простых составляющих: теплопроводности льда (λ_f), индекса замерзания (Ω) и теплоты фазовых переходов (Q). Эта формула в некотором приближении позволяет рассчитать мощность льда или глубину промерзания.

Влияние различных покровов. Среднегодовая $t_{\text{дп}}$ (температура дневной поверхности) может существенно отличаться от среднегодовой температуры пород на подошве слоя сезонного промерзания или протаивания t_{ξ} за счет воздействия снежного и растительного покровов, инфильтрующихся летних осадков и других факторов. Термодинамическое условие образования и существования многолетнемерзлых толщ горных пород должно быть представлено в следующем виде:

$$t_{\xi} = t_{\text{дп}} + \Delta t_{\text{сн}} \pm \Delta t_{\text{раст}} + \Delta t_{\text{инф}} - \Delta t_{\lambda} \leq 0^{\circ}\text{C},$$

где $\Delta t_{\text{сн}}$ – поправка за влияние снежного покрова, $\Delta t_{\text{раст}}$ – поправка за влияние растительного покрова, $\Delta t_{\text{инф}}$ – поправка за инфильтрацию, Δt_{λ} – температурная сдвигка.

Рассмотрим все эти факторы последовательно. Прежде всего, рассмотрим зависимость среднегодовой температуры горных пород от среднегодовой температуры воздуха. Повышение температура воздуха ведет к повышению температуры горных пород. Однако это происходит не всегда и не для всех случаев.

Под снегом температура повышается, т.е. снег оказывает обогревающее воздействие на горные породы. То есть за счет образования снежных покровов температура горных пород под снегом выше, чем температура воздуха. Далее среднегодовая температура начинает неравномерно понижаться. Она заметно понижается в верхних почвенных горизонтах и продолжает понижаться в минеральных породах (рис.6)

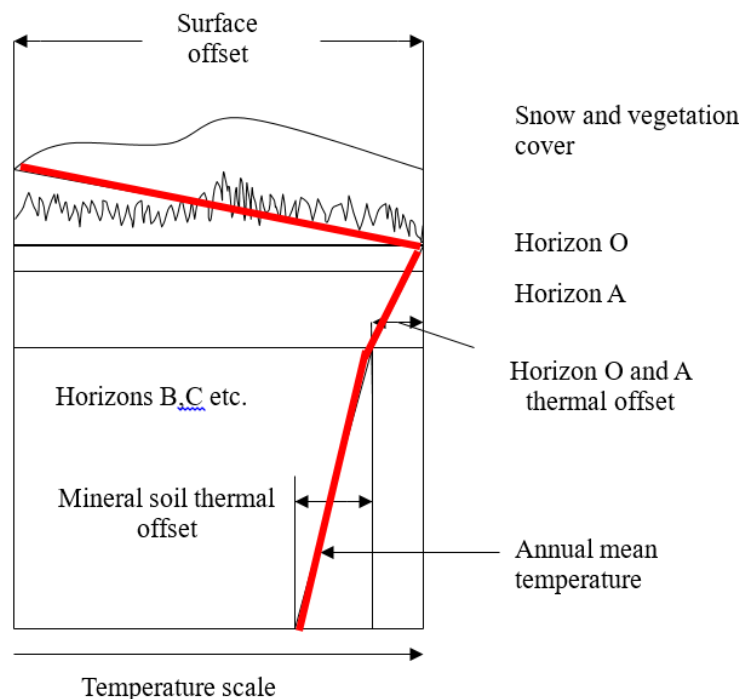


Рис.6 Изменение среднегодовой температуры в слое сезонного протаивания.

Рассмотрим почвенные горизонты О и А. Горизонт О не содержит минеральной составляющей (породы). Он оказывает сильное влияние на распределение температур. Зимой он оказывается часто увлажненным и даже мерзлым. Лед имеет высокую теплопроводность, и поэтому происходит интенсивный теплообмен. Летом теплообмен через этот слой затруднен, и он оказывается сухим. В итоге, этот горизонт оказывает охлаждающее влияние. В горизонте А содержится как органическая, так и минеральная составляющая. Этот горизонт также имеет отрицательное влияние на среднегодовую температуру.

Влияние рельефа на температуру. Известно, что с высотой температура понижается, поскольку теплообмен в основном происходит на поверхности земли. Однако влияние рельефа на температуру не такое простое. Рассмотрим, например, канадскую часть Скалистых гор. Холодный воздух, движущийся с Тихого океана, встречает несколько горных хребтов, образующих межгорные впадины. Вследствие того, что холодный воздух тяжелее, он спускается в эти межгорные впадины, и температура в нижней части котловины оказывается ниже, чем температура на хребтах. Это явление получило название температурной инверсии. Так, например, на вершине горы Килиманджаро в тени кальдеры температура отрицательная, и там существует мерзлота, тогда как в незатененной части температура составляет около +13 градусов.

На формирование t_{cp} оказывает влияние экспозиция и крутизна склонов. В основном это проявляется через количество приходящей и поглощенной этими поверхностями солнечной радиации. Понижение t_{cp} и сокращение $A_{п}$ в зависимости от экспозиции (при прочих равных условиях) происходит в направлении от южных, юго-западных к северо-восточным и северным. Разность t_{cp} и $A_{п}$ на склонах южной и северной экспозиций определяется в основном различием в летних температурах воздуха, поскольку зимой при малом поступлении энергии склоны охлаждаются одинаково. Летнее нагревание оказывается более сильным на южных склонах. В связи с этим на северных склонах глубина сезонного оттаивания меньше.

Влияние снежного покрова. Снежный покров является одним из наиболее мощных факторов формирования температурного режима пород. Снежный покров в значительной степени изменяет характер радиационно-теплового баланса на поверхности. При этом влияние его многообразно. Прежде всего, снег резко изменяет альбедо поверхности, повышая ее отражательную способность, в результате чего сокращается количество поглощенной солнечной радиации в почвенных горизонтах. Отсюда вытекает охлаждающее действие снежного покрова. Большая доля участия в радиационно-тепловом балансе принадлежит фазовым переходам воды, таянию снега под действием солнечных лучей и его испарению, что приводит к существенному сокращению приходной части теплового баланса поверхности почвы. Одновременно с этим в зимний период почва отдает полученное летом тепло, и снег, как теплоизолятор, предохраняет почву от зимних теплопотерь. В этом случае снег выступает как фактор, отепляющий почву.

Влияние растительного покрова. Лесная и кустарниковая растительность в различных регионах в зависимости от лесообразующей породы и сомкнутости крон среднегодовая температура воздуха в лесу понижается на 0,5-2,0 °С. Наибольшим охлаждающим влиянием отличаются еловые и сосновые леса с сомкнутостью крон более 0,5. При доминирующем охлаждающем влиянии леса в районах с континентальным климатом в редкостойных лиственных лесах среднегодовая температура воздуха оказывается на 0,3-0,6 °С выше, чем на открытом участке. Это, очевидно, объясняется относительно небольшим сокращением приходящей солнечной радиации в таких лесах и значительным уменьшением коэффициента турбулентного обмена вследствие погашения лесом скорости ветра.

Лекция 9. Промерзание горных пород.

Процесс промерзания горной породы, являющейся трехфазной системой, достаточно сложный. Рассмотрим образец породы, начинающий промерзать. Часть породы, которая уже промерзла, называется мерзлой частью. Измерим температуру образца. Казалось бы, лед должен быть на границе мерзлой и немерзлой части. Однако отрицательные температуры можно получить уже в области, где еще нет льда. Таким образом, образец можно разделить на четыре части: немерзлая область; область ниже 0 градусов, но ледяные шлиры отсутствуют; область интенсивного шлирообразования и мерзлая область (рис.7)



Рис.7 Процесс промерзания образца.

Попытаемся объяснить, что происходит в этом образце. То, что мы не наблюдаем в некоторой зоне шлирообразования, не значит, что в ней нет ледяных включений. В порах, где поровый раствор не содержит солей, уже наблюдается образование льда. Часть воды может не замерзать, поскольку она может содержать примеси различных солей. Откуда берется область интенсивного шлирообразования? В глинистых породах наблюдается процесс миграции воды к фронту промерзания (область разделения мерзлой и немерзлой частей породы). Одно из физических объяснений этого явления заключается в осмосе. Часть воды вымерзает, концентрация

солей в остаточном растворе повышается, следовательно, вода должна двигаться в сторону большей концентрации. Но в песках явление миграции не проявляется, хотя там также должен иметь место осмотический процесс. Значит, явление осмоса не единственная составляющая миграции воды к фронту промерзания. Необходимо упомянуть тот факт, что газы и жидкости двигаются под воздействием градиента температуры. Это явление называется термоосмосом или термодиффузией. Однако оно также не объясняет отсутствие явления миграции в песках. В глинистых породах количество связанной воды больше, чем в песках. Эта связанная вода в промерзающей зоне начинает замерзать при более низких температурах (это как раз объясняет тот факт, что зона интенсивного шлирообразования находится не на нулевой изотерме, а немного выше). Когда связанная вода начинает замерзать, лед формирует кристаллическую решетку, а активные центры на поверхности минеральных частиц, которые как раз и формируют связанную воду, высвобождаются и становятся способными связать большее количество воды. Получается, что возникает градиент по толщине слоя связанной воды. Пленка связанной воды как будто высыхает, и поэтому вода в глинистых породах начинает двигаться к поверхности высушивания. В самой мерзлой зоне прослой льда продолжают расти, несмотря на то, что большая часть фазовых переходов происходит все-таки в более узкой зоне. Это происходит вследствие того, что связанная вода присутствует и в мерзлой зоне, поэтому перенос воды происходит, хотя и не в таких больших размерах. Это чрезвычайно важный процесс, который влияет на процесс пучения. То пучение, которое происходит при замерзании породы называется первичным пучением. Пучение, происходящее в течение зимы, называется вторичным пучением. Вторичное пучение может достигать до 40% от первичной.

Ориентация ледяных шлиров, возникающих в мерзлой зоне носит название криогенной текстуры. Криотекстуры по аналогии с текстурами горных пород весьма разнообразные.

Для начала обсудим слоистые криогенные текстуры – в случае, когда лед выделяется в виде прослоев по напластованию пород. Такие текстуры являются унаследованными. Существует также одна закономерность, связанная с ледяными шлирами. Если мы рассмотрим их количество и расстояние между ними по глубине толщ, то наблюдается их разрежение с глубиной. Часто ледяные шлиры представляют собой протяженные линзы. Разрежение шлиров с глубиной связано с увеличением плотности пород с глубиной, миграцией воды. Кроме того, с глубиной уменьшается градиент температуры и фронт промерзания движется медленнее. Когда образуется ледяной прослой, то к нему движется влага, которая в последующем замерзает. Если этой влаги движется достаточно, чтобы компенсировать теплоотвод, то будет формироваться пласт льда. До того момента, пока будет происходить эта компенсация, ледяное включение будет формироваться. Компенсация теплоотвода может замедлиться в силу нескольких причин: иссякают запасы влаги, уменьшается градиент

толщины прослоя связанной воды. Таким образом, расстояние между шлирами определяется тем, насколько сокращается отвод тепла. Как долго могут расти ледяные кристаллы? Все определяется не только количеством воды, но и проводящими свойствами горной породы.

В литосфере существуют прослои, названные пластовыми льдами. Эти пластовые льды могут достигать толщины в несколько метров. Одна из гипотез образования пластовых льдов говорит о том, что это ледяные прослои, формирующиеся в условиях медленного промерзания. Пластовые льды широко распространены в Арктике.

Еще один важный процесс, который происходит при промерзании уже в немерзлой части породы связан с тем, что она обезвоживается. Оно приводит к тому, что в немерзлой зоне происходит усадка породы, что влечет за собой образование усадочных трещин. Кроме того, происходит температурная деформация, то есть понижение температуры и сокращение объема. Когда объем образца сократился и стабилизировалась температура, деформация может еще продолжаться. Это называется эффектом температурного последействия. Результатом усадки в талой зоне является то, что трещины усадки начинают заполняться льдом и образуется сетчатая текстура. Процесс растрескивания связан не только с усадкой, но и с изменением температуры. Поскольку мерзлые породы являются хрупкими горными породами, то для них характерно растрескивание. Важным следствием растрескивания является то, что талая вода с поверхности попадает в эти трещины и замерзает. При замерзании вода создает огромные давления и вызывает разрушение массива. Этот процесс может продолжаться при образовании трещин внутри льда при сокращении массива.

Есть случаи криогенных текстур с необычайно большим льдонасыщением. Как возникают такие породы, в которых количество льда превышает общую влагоемкость породы? Эти отложения являются сингенетическими.

Рассмотрим условия промерзания песка. В песке выделяются два типа промерзания: закрытая система и открытая система. Закрытая система представляет собой песчаный горизонт, лежащий на каком-то водоупоре. Образуется пучение и возникает массивная текстура (отсутствуют шлиры и сетчатая текстура, присутствует только лед в порах). В случае открытой системы (промерзание песчаной толщи при отсутствии водоупора) возникает поршневой эффект – вода начинает «выжиматься» из пор при повышении давления внутри породы при промерзании. В результате оказывается меньше льдистость.

Лекция 10. Влияние различных факторов на среднегодовую температуру горных пород.

Среднегодовая $t_{\partial n}$ может существенно отличаться от среднегодовой температуры пород на подошве слоя сезонного промерзания или протаивания t_{ξ} за счет воздействия снежного и растительного покровов, инфильтрующихся летних осадков и других факторов. Термодинамическое условие образования и существования многолетнемерзлых толщ горных пород должно быть представлено в следующем виде:

$$t_{\xi} = t_{\partial n} + \Delta t_{\text{сн}} + \Delta t_{\text{раст}} + \Delta t_{\text{инф}} + \Delta t_{\lambda} \leq 0^{\circ}\text{C}$$

Наибольшее влияние оказывает снег. Затем влияет растительный покров как древесного и кустарничкового ярусов, так и напочвенный покров. Кроме того, влияет инфильтрация осадков в летний период времени, а также температурная сдвигка (Δt_{λ}), которая возникает за счет разности теплопроводностей в мерзлом и в талом состоянии пород.

Если взглянуть на график зависимости температуры горных пород от температуры воздуха на глубине слоя сезонного протаивания или промерзания, то можно заметить различие между температурами. Несомненно, корреляция присутствует: при увеличении температуры воздуха растет и температура горных пород. Однако нельзя сказать, что она прямая, поскольку влияет множество других факторов.

Рассмотрим, как меняется среднегодовая температура пород на различной глубине. Под снежным покровом температура значительно возрастает. В почвенных горизонтах наблюдается, наоборот, уменьшение среднегодовой температуры. Причем наиболее значительно температура уменьшается в верхних горизонтах – в органической части. Далее не столь значительно температура понижается в минеральной части почвы.

Известно, что горизонт растительного опада отличается очень низкой теплопроводностью. Почвенный горизонт, содержащий органическую и минеральную части, также имеет теплопроводность, значительно более низкую, чем минеральная составляющая почвы.

Рассмотрим влияние рельефа на среднегодовую температуру пород. Прежде всего, необходимо помнить, что с увеличением высоты температура уменьшается на 0,05 градуса на каждые 100 м подъема. Однако существует особенное влияние рельефа, которое связано с межгорными котловинами. Холодный воздух, который более плотный, опускается на дно этих котловин. Летом, нагреваясь, этот воздух легко смешивается с верхними слоями. Таким образом, возникает эффект зимнего понижения температуры в котловинах (температурная инверсия).

Даже на небольшом расстоянии температура может значительно меняться. Так, например, на вулкане Килиманджаро в Африке на открытых участках вершины температуры положительные, а в тени склонов отрицательные. Таким образом, рельеф оказывает существенное влияние на среднегодовые температуры.

На склоне типичным явлением является то, что в особенности летом на склонах, обращенных к Солнцу (южная экспозиция), температура гораздо выше, чем на северных склонах. В связи с этим для расчета среднегодовых температур на таких склонах необходимо учитывать то, что называется радиационной поправкой. Ее вычисление производится следующим образом. Известно, что турбулентный теплообмен (обмен между атмосферой и поверхностью пород) определяется формулой:

$$H = k\Delta t_R$$

То есть, величина турбулентного теплообмена зависит от разности температур между поверхностью пород и воздухом и коэффициента турбулентного теплообмена (k). С другой стороны, из уравнения теплового баланса известно, что

$$H = R - LE - G,$$

откуда $\Delta t_R = (R - LE - G)/k$.

Сложность состоит в том, что получить значения составляющих радиационно-теплового баланса можно получить практически сложно. Обычно для вычисления радиационной поправки получают для района в среднем.

Рассмотрим влияние снежного покрова. Это наибольшее влияние, оказывающееся на среднегодовую температуру. Причем это влияние зависит от мощности снежного покрова. Как только снег выпал, он оказывает охлаждающее воздействие. Значительно повышается альбедо, а теплоизоляционные свойства снега не проявляются в связи с его малой мощностью. Далее при увеличении мощности снежного покрова снег оказывает утепляющее воздействие из-за того, что он действует как теплоизолятор. Зимой теплообмен нарушается, поскольку снег как теплоизолятор препятствует зимнему теплообмену, а летом теплообмен осуществляется свободно. Наконец, если снежный покров достаточно большой (метр и больше), то он начинает оказывать охлаждающее воздействие в том случае, если снеготаяние задерживается. Когда мощность снега настолько велика, что возникают снежники и ледники, его влияние является утепляющим за счет геотермического градиента.

На графике зависимости среднегодовой температуры ледника Антарктиды от глубины (рис.8) видно, что на поверхности ледника температура намного ниже по сравнению с температурой на глубине. Это происходит за счет геотермического градиента.

Очень сложное взаимодействие возникает при сочетании ледников и мерзлоты. Такое взаимодействие, осложненное пещерами, можно наблюдать в одном из национальных парков в Канаде.

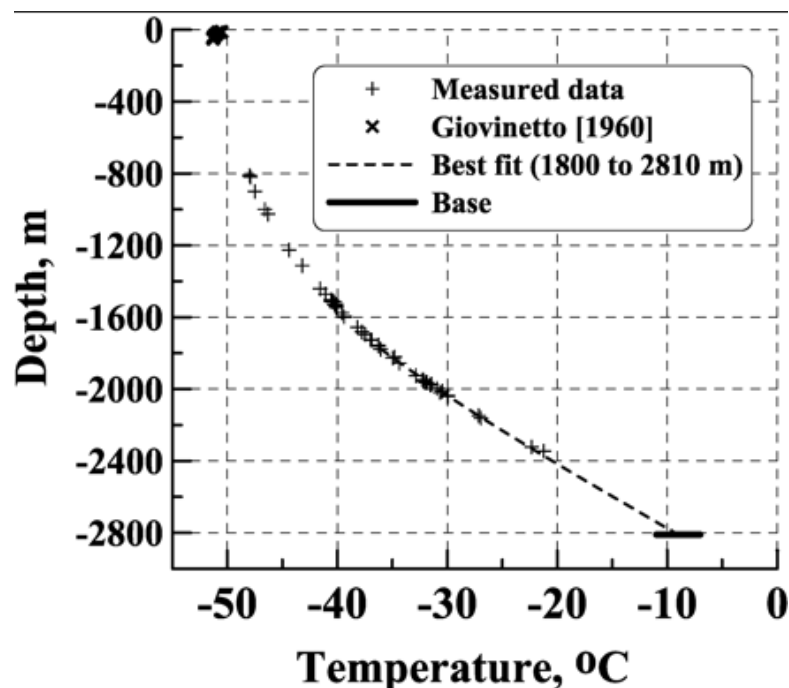


Рис.8 Соотношение температуры и мощности ледника Антарктиды.

Рассмотрим влияние растительного покрова на среднегодовые температуры пород. Оно достаточно сложное и зависит от того, какого типа растительный покров произрастает. Известно, что лесной и кустарничковый ярусы оказывают охлаждающее влияние за счет того, что часть солнечной радиации адсорбируется растительностью и температура воздуха на поверхности оказывается ниже на 0,5-2 градуса. Наибольшее охлаждающее влияние оказывают еловые и сосновые леса. В редкостойных лиственных лесах среднегодовая температура может оказаться на десятые доли градуса выше за счет того, что солнечные лучи достаточно легко проходят к поверхности, но зато редкий лес значительно сокращает турбулентный теплообмен, препятствуя ветру.

Интересным и важным является влияние напочвенных растительных покровов. Отличительная особенность увлажненных естественных напочвенных покровов - существенное изменение их теплопроводности при переходе из талого состояния в мерзлое. По данным натурных наблюдений коэффициент теплопроводности мохово-лишайниковых покровов в талом состоянии примерно в 1,5-2 раза меньше, чем в мерзлом. Следовательно, способность моховых покровов задерживать поступающее в летнее время тепло на тот же порядок больше, чем способность препятствовать теплоотдаче зимой. Так слой мха толщиной 2-3 см сокращает сумму летних температур в 1,5 раза и более. Зимой моховой покров вследствие резкого увеличения коэффициента теплопроводности в значительно меньшей степени влияет на температурный режим грунтов. В среднем за зиму температура подо мхами

незначительно отличается от температуры на их поверхности. Чем больше толщина мохового покрова и чем меньше его влажность, тем большее влияние он оказывает на среднегодовую температуру пород. Максимальное охлаждающее влияние оказывают мощные сфагновые мхи, под которыми среднегодовая температура может понижаться на 2-4 градуса.

Это крайне важное обстоятельство, поскольку при снятии напочвенного покрова в тундре (например, при прохождении гусеничной техники) нарушается теплообмен и происходит увеличение среднегодовой температуры.

В результате вырубки растительности увеличивается слой оттаивания, тает мерзлота и разрушаются ландшафты.

Рассмотрим влияние состава и свойств пород на температурный режим пород. Состав и влажность пород оказывают существенное влияние на среднегодовую температуру на подошве слоя сезонного промерзания (оттаивания). Это влияние связано с формированием температурной сдвижки, величина которой как раз и определяется составом и влажностью пород сезонноталого (сезонномерзлого) слоя, поскольку она оказывается пропорциональной отношению коэффициентов теплопроводности мерзлого и талого грунтов, а также величине годовых теплооборотов. Температурная сдвижка по своему влиянию может достигать 1 градуса.

Рассмотрим, как влияют разные типы грунтов на глубину протаивания. Глубина протаивания в свою очередь связана со среднегодовой температурой: чем выше среднегодовая температура, тем больше слой оттаивания. Мощность слоя оттаивания значительно увеличивается при движении от торфа к глинистым породам, к пескам и гравиям. Это связано прежде всего с теплопроводностью и с теплотой фазовых переходов. В торфе и в глинистых породах содержится много воды и при переходе в лед требуется значительное количество теплоты, поэтому теплооборот значительно расходуется на фазовые переходы и мощность слоя сокращается. Кроме того, в органических породах срабатывает эффект температурной сдвижки за счет значительной разности теплопроводностей в талом и мерзлом состояниях.

Кроме того, необходимо учитывать атмосферные осадки. Приближенный метод для оценки влияния атмосферных осадков на среднегодовую температуру на подошве слоя сезонного оттаивания предложил В. А. Кудрявцев. Основной предпосылкой метода является то, что инфильтрующиеся осадки охлаждаются в слое до 0 °С, отдавая весь запас тепла на фазовые переходы воды при оттаивании и на некоторое повышение температуры пород. Расчетное уравнение имеет следующий вид:

$$\Delta t_{oc} = (Q_{oc}\xi) / (\lambda_{np}T),$$

где Δt_{oc} – повышение среднегодовой температуры на подошве слоя сезонного оттаивания по сравнению со среднегодовой температурой на поверхности пород за счет инфильтрации атмосферных осадков, ξ – глубина сезонного оттаивания, T – время, λ_{np} – приведенная теплопроводность пород в слое, Q_{oc} – суммарный теплоток, поступающий в слой с осадками.

Водные покровы оказывают сильное влияние на температурный режим подстилающих пород, и зависит оно от глубины водоема, его генезиса, продолжительности существования, занимаемой им площади и от гидродинамической связи с подземными водами (если она существует). В зависимости от глубины водоема температурный режим донных отложений формируется различно. В мелких водоемах он определяется теплообменом на поверхности водоема, конвективным теплопереносом в результате ветрового перемешивания и сезонным льдообразованием.

Главной причиной существования водоемов и донных отложений в талом состоянии даже в самых высоких широтах является специфический механизм образования и разрушения ледяного покрова на водной поверхности. Очень существенным оказывает факт того, что лед легче воды. Осенью происходит отвод тепла, тепловой поток направлен в сторону поверхности. Это тепло в основном затрачивается на образование ледяного покрова, которых остается на поверхности. На подошве ледяного покрова температура не может опуститься ниже нуля градусов. Зимой, если горные породы находятся ниже границы образования льда, то их температура не понижается ниже нуля градусов. Весной, когда лед тает, происходит перемешивание воды и часто бывает, что температура на поверхности не сильно отличается от температуры на глубине. Таким образом, ледяной покров оказывает обогревающее воздействие на горные породы.

Влияние мелких водоемов на температурный режим подстилающих горных пород определяется с помощью приближенной оценки В.А. Кудрявцева. Среднегодовая температура ищется как медиана летней и зимней температур. Пересечение графика изменения среднегодовой температуры с нулевой прямой определяет критическую глубину водоема. Если глубина водоема больше критической, то среднегодовые температуры будут положительными, иначе температуры горных пород являются отрицательными.

Несколько слов можно сказать об Арктических морях. Здесь распределение среднегодовой температуры является сложным. Прежде всего, однолетний лед, образующийся в Арктике составляет около двух метров. Поэтому в пределах двух метров температура меняется по линейному закону: по мере увеличения глубины температура растет, проходят точку замерзания морской воды. Дальше среднегодовая температура продолжает расти до определенной глубины, поскольку возникает эффект волнового перемешивания. При увеличении глубины после 30 метров в Арктических морях наблюдается гомотермия, т.е. температура понижается до температуры замерзания, и донные осадки в областях, где глубина превышает 35 метров, находятся при отрицательных температурах.

Соотношение мерзлых и немерзлых толщ вблизи побережий достаточно сложное. Например, если температуры морского дна отрицательные, то существует стабильная мерзлота. Эта мерзлота может существовать в том случае, если температура

воды положительная. Могут возникать и более сложные условия, когда наблюдаются колебания температур.

Если рассматривать общее распространение мерзлых пород в Арктике, то в восточных морях России присутствуют породы в мерзлом состоянии. Вообще говоря, данных о мерзлоте в Арктических морях не хватает, поскольку нет большого количества скважин.

Лекция 11. Влияние различных факторов на миграцию влаги при промерзании породы.

Рассмотрим поршневой эффект. В водонасыщенных песках при промерзании наблюдается повышение давления, поскольку лед требует большее количество объема. Это давление воздействует на воду, содержащуюся в порах. При этом наблюдается отток из зоны промерзания.

В глинистых породах наблюдаются совсем другие явления. В них происходит миграция к фронту промерзания. Процессы, происходящие при промерзании глинистых пород, во многом зависят от существования притока воды извне. Если система закрытая и нет водоносного горизонта (глинистые породы подстилаются скальными породами), то перераспределение влаги существует, но оно является локальным. Если же существует возможность подтока воды извне, т.е. присутствует нижележащий водоносный горизонт, то система является открытой, и за счет движения влаги к фронту промерзания, оказывается, что льдистость повышается. В этом заключается различие между открытой и закрытой системами.

Что происходит с солями, содержащимися в поровом растворе? Соли будут двигаться к фронту промерзания вместе с водой. Этот вывод можно сделать, исходя из рис.9. На нем показано, как распределились соли и влажность при промерзании породы. Видно, что увеличилась как влажность, так и содержание соли.

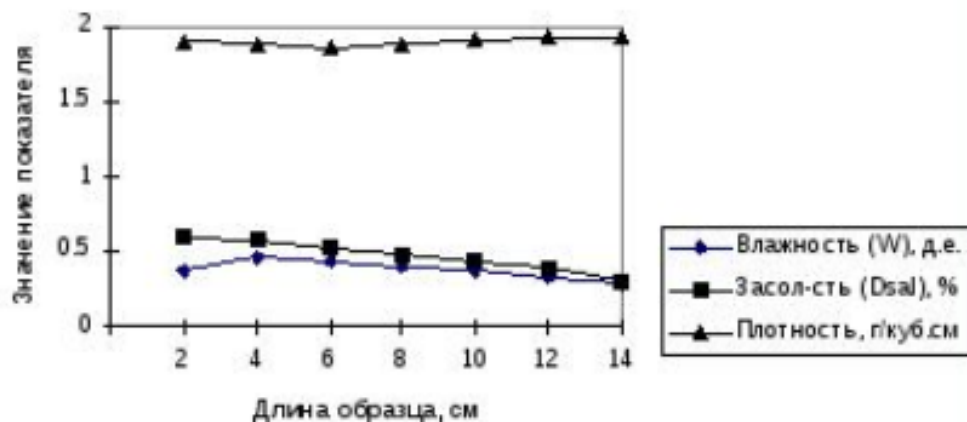


Рис.9 Распределение влажности, солей и плотности по длине образца мерзлого суглинка, промерзавшего сверху.

Рассмотрим, как миграционный поток влаги будет меняться в зависимости от дисперсности. Максимальный поток миграционной влаги наблюдается в суглинках, меньше в супесях и еще меньше в глинах. Это зависит от двух факторов: проводимости воды и количества связанной воды. Совокупность этих факторов и объясняет зависимость, упомянутую выше.

Зона промерзания породы является протяженной, поскольку связанная воды замерзает в некотором диапазоне температур. Представление о протяженной зоне промерзания с отдельными центрами кристаллизации является основополагающим для понимания строения мерзлых пород. В англоязычной литературе для обозначения такого объемного промерзания вблизи нулевой изотермы используется термин «fringe», означающий в переводе «бахрома» или «кайма». Криогенное строение определяется первичным строением отложений и условиями промерзания.

Рассмотрим, как оказывается распределенной засоленность при промерзании глинистых пород и песков. В глинистых породах наблюдается движение влаги и солей к фронту промерзания. При промерзании песков происходит отжатие воды в связи с поршневым эффектом. Соли вместе с водой движутся вниз. Происходит образование криопэггов – водоносных горизонтов с повышенной концентрацией солей.

Рассмотрим влияние влажности. Если изначально порода более влажная, то и льдистость ее будет больше.

Рассмотрим карту льдистости верхнего горизонта пород. В Западной Сибири льдистые толщи тяготеют в большей степени к югу, тогда как в Сибири видна тенденция увеличения льдистости с увеличением широты. Та же закономерность наблюдается на китайском плато Тибет и в Канаде. Почему возникает такая закономерность? В подошве слоя сезонно-талого слоя происходит накопление влаги. Отложения в верхней части суши представляют собой континентальные осадочные отложения различного генетического типа. Соответственно осуществляется процесс осадконакопления. Часть сезонно-талого слоя переходит в многолетнемерзлое состояние потому, что сверху накапливаются современные типы отложений. Другой процесс связан с миграцией воды к фронту промерзания.

Рассмотрим влияние минерального состава на промерзание. Если говорить о глинах различного состава, то самое активное распределение влаги миграционных потоков к фронту промерзания оказывает каолин, менее гидрослюды и меньше всего – монтмориллонит. Несмотря на то, что в каолине меньше всего связанной воды, перераспределение влаги в нем наибольшее из-за высокой влагопроводности.

Рассмотрим, как влияет скорость промерзания на размер кристаллов. При температурах, близких к нулю, довольно мало зародышей кристаллов. Если зародыши кристаллов отсутствуют, то вода будет переохлажденной. Кристаллы при такой температуре растут быстро. Если мы будем понижать температуру, то количество зародышей растет, растет и количество кристаллов. Скорость замерзания уменьшается. Что будет происходить с миграцией воды при увеличении скорости промерзания? При увеличении скорости, будет происходить увеличение градиента температур. При большем градиенте температур будет больше и градиент прослоев связанной воды. При этом будет расти и поток влаги. Однако перераспределение влаги уменьшается, и соответственно, уменьшается и льдистость.

Что будет происходить с напряжением и давлением? Установим датчик, измеряющий давления в промерзающем образце. Распределение давления будет иметь сложную картину.

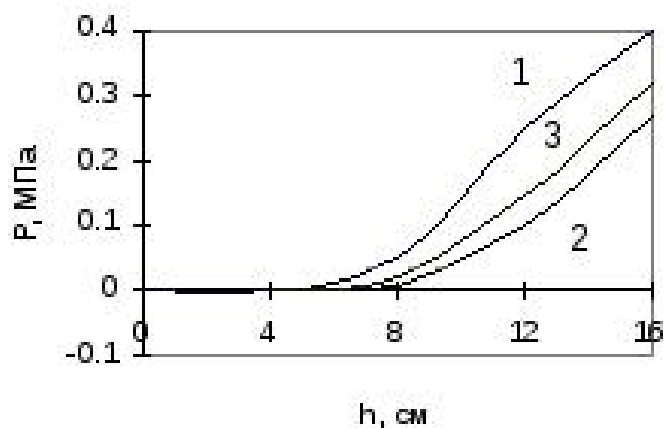


Рис. 10. Напряжения пучения на датчике с жесткостью 800 МПа/м в различных промерзающих породах: 1 – каолин; 2- суглинок; 3 – супесь.

В открытой системе давления будут больше, поскольку мы измеряем не давления, возникающие при промерзании, а реакцию системы. В открытой системе сама величина пучения будет больше, поскольку грунт сжимается больше и становится более жестким.

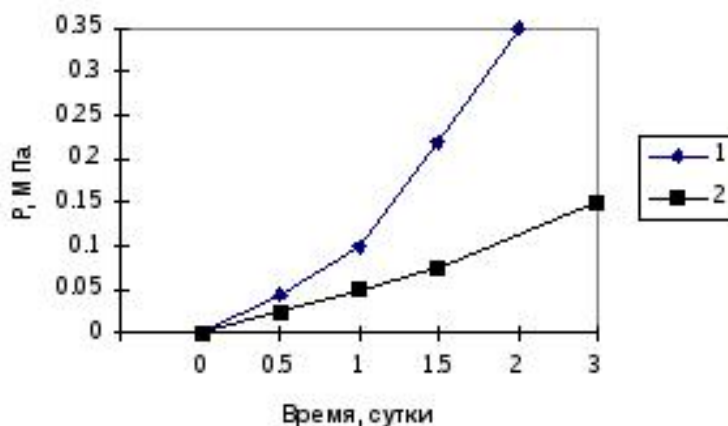


Рис. 11. Напряжения пучения в суглинке при -2°C : 1 – с подтоком влаги из нижележащего слоя песка; 2 – без подтока влаги (закрытая система).

Существует также всестороннее и одностороннее промерзание. В случае одностороннего промерзания давление будет больше, хотя по Клаузиусу-Клайперону, оно должно быть меньше. Однако при одностороннем промерзании будет больше сжатие грунта.

Важно, что силы промерзания являются главным агентом механического выветривания. Морозное (криогенное) выветривание является главной причиной разрушения скальных пород. В результате термического расширения (сжатия) в массиве появляются трещины. Когда эти трещины заполняются водой, и есть возможность для замерзания этой воды, силы расклинивающего давления при адсорбции воды разрушают породу. Тут, несомненно, имеет значение количества циклов промерзания-оттаивания. Количество циклов может колебаться от нескольких единиц до 90-100. Таким образом, криогенное выветривание приводит к разрушению горных пород. Результатом выветривания в холодном климате являются огромные массивы лессов.

Лекция 12. Особенности сезонного промерзания и протаивания.

Распространение лессов в мире косвенно свидетельствует о их криогенном происхождении, поскольку они в значительной мере распространены на территориях, прилегающих к плейстоценовым ледникам.

Гранулометрический состав лессов следующий: фракция более 0,25мм – 0-1%; 0,25-0,05мм – 2-20 %; 0,05-0,01 мм – 50-75 %; 0,01-0,005мм – 3-15 %; менее 0,005мм – 9-20 %. Число пластичности лессов от 2 до 9. Типичные лессы отличаются от прочих лессовых пород характерными особенностями: преобладающей светло-палевой окраской, супесчаным, легко- или среднесуглинистым составом с преобладанием элементарных пылеватых зерен (типичные однородные алевриты); пористостью общей 40-50 % и более, активной 15-20 %; выраженной макропористостью; воздушно-сухим состоянием, просадочностью от собственного веса при замачивании.

Свойства этих отложений своеобразные: в частности, они сильно пучинистые, как правило, довольно льдистые и представляют трудности для инженерных сооружений.

Накопление фракции 0,05-0,01 мм связано, прежде всего, с тем, что разрушить такого размера частицы достаточно сложно и частицам выгоднее агрегироваться, чтобы сократить поверхностную энергию.

Если мы насыщаем породу различными обменными катионами Fe, Ca, Na, K, то пучение и криогенное строение меняется. Такие эксперименты были проведены с образцом суглинка. Если при насыщении железом и кальцием преобладали шлиры горизонтального направления, то при насыщении ионами натрия и калия стали преобладать вертикальные шлиры. Главная причина того, что многовалентные катионы увеличивают пучение, заключается в том, что коэффициент влагопроводности увеличивается с увеличением валентности ионов. Следовательно, увеличивается поток воды, приводящий к перераспределению влаги.

Рассмотрим миграцию воды в мерзлых породах. Сам механизм миграции связан с промерзанием связанной воды и высвобождением активных центров минеральных частиц. Чем ниже температура, тем тоньше прослой связанной воды и тем труднее происходит ее перемещение. Экспериментально показано, что перераспределение воды практически не происходит и носит локальный характер (рис.12). Если два образца грунта имеют разную засоленность, то при их совмещении будет наблюдаться довольно быстрое перераспределение солей (рис.13).

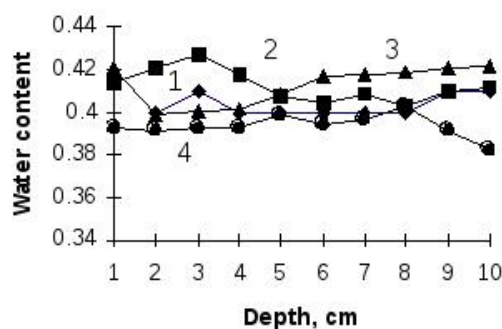


Рис.12. Распределение содержания воды в морском иле: 1 – первоначально; под влиянием температурного градиента (слева -2.7°C , справа -2.2°C) после 2 – 1 года; 3 – 3 лет; 4 – 11 лет.

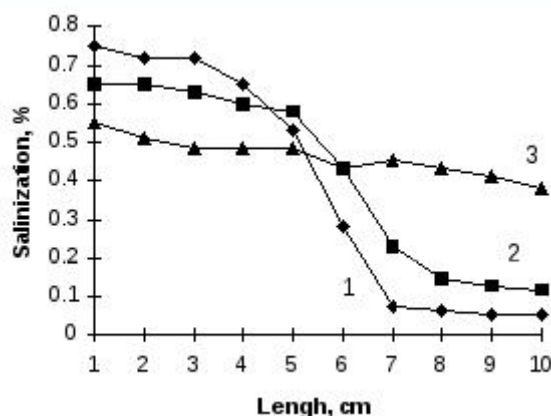


Рис.13. Распределение содержание соли в морском иле при температуре 3°C : 1 – первоначально; 2 – после 7 месяцев; 3 – после 11 лет эксперимента.

Рассмотрим сезонную миграцию в мерзлых породах. Зимой температуры в верхней части более низкие. Поэтому зимой образуется поток движения воды и соли от мерзлой породы к поверхности. А летом, наоборот, поток направлен вниз. Он идет при более высоких температурах, и он больше, поскольку больше прослой связанной воды. Повторяясь в многолетних циклах, сезонная миграция приводит к перераспределению льдистости и засолённости. Кривая льдистости имеет довольно сложный вид. Видно увеличение льдистости в кровле многолетнемерзлых пород, а затем – ее уменьшение. В сезонно-талом слое промерзание идет как сверху, так и снизу, поэтому в средней части слоя происходит обеднение льдистости.

Мерзлота, в каком-то смысле, сочетает в себе постоянство и изменения. Несмотря на изменение льдистости и засолённости, связанное с миграцией влаги, общее строение мерзлых толщ сохраняется.

Рассмотрим классификацию типов сезонного промерзания и протаивания. Изменчивость в температурном режиме, в составе пород, приводит к тому, что мы можем классифицировать сезонное промерзание и протаивание по нескольким критериям. Из них наиболее важным являются критерий температуры и амплитуды.

Понятно, что чем ниже температура, тем больше слой сезонного промерзания. При движении к югу мощность слоя сезонного промерзания сокращается, а при движении к северу мощность слоя сезонного протаивания сокращается. На мощность и криогенное строение влияет не только температура, но и амплитуда. Если лето очень жаркое, то может очень много оттаять. А если амплитуда сезонных колебаний мала, то будет и небольшим слой сезонного промерзания и слой сезонного протаивания. Можно также провести классификацию по гранулометрическому составу и по влажности.

Эти четыре параметра позволяют нам довольно полно описать сезонное промерзание и протаивание. Эта классификация была впервые предложена В.А. Кудрявцевым и носит его имя. С ее помощью можно составлять карты типов сезонного промерзания и протаивания.

Рассмотрим подробнее промерзание сезонно-талого слоя. Промерзание происходит сверху и снизу, за счет запаса холода. При этом формируются ледяные включения как в нижней, так и в верхней частях слоя. Очень часто слой сезонного протаивания находится в почвенном профиле. А почвенные горизонты имеют свои особенности распределения, в частности, органического вещества. Верхний горизонт не содержит минеральной составляющей, а нижнем слое содержится как органическая, так и минеральная составляющие. Таким образом, на распределение льдистости в сезонно-талом слое оказывает влияние распределение почвенных горизонтов, поскольку органическая составляющая часто приводит к увеличению миграции влаги. Поэтому в верхней части льдистость увеличивается.

Неравномерность замерзания может быть обусловлена неровностью поверхности. Поэтому граница мерзлый-талый оказывается очень сложной формы.

Формирование льдистого горизонта в кровле мерзлоты происходит по причине миграции воды в эту мерзлую зону. Граница мерзлый-талый смещается от года к году в зависимости от изменений климата. Строение кровли многолетнемерзлых пород показывает историю изменений климата и условий замерзания.

Очень часто в кровле мерзлоты мы встречаем слой, лишенный льдистости, небольшой мощности (до метра). Он называется переходным слоем. Он является следом резкого потепления. В случае жаркого теплого лета резко увеличивается глубина протаивания и кровля иссушается. Иногда переходный слой называют защитным слоем. Когда происходят температурные колебания, появляется водная поверхность, оказывающая отепляющее воздействие. В итоге, мерзлота протаивает, образуется еще больше воды, становится еще теплее, в конце концов, образуются депрессии, термокарстовые озера и т.д. Переходный слой является малольдистым и играет защитную роль, поскольку даже если следующее лето будет жарким и подошва слоя сезонного протаивания опустится, оно не вызовет появления воды на поверхности.

Неравномерность промерзания грунтов, связанная с неровностью рельефа, неоднородности распределения засоленности, влажности грунтов, приводит к тому, что все явления, связанные с этой неравномерностью, имеют локальный характер. В

частности, пучение проявляется в виде бугров пучения. Часто стволы деревьев оказываются разорванными снизу растущей линзой льда, распирающей почву. Оттаивание также оказывается неравномерным, и образуются бугры (осадка при оттаивании).

Рассмотрим сингенетические и эпигенетические мерзлые породы.

Сингенетические породы образуются в том случае, когда на склоне происходит накопление осадков и нижняя часть осадков переходит в многолетнемерзлое состояние. Этот процесс из-за климатической динамики формирует криогенные текстуры, отражающие климатические изменения (образуются ритмы).

С глубиной происходит разрежение ледяных шлиров. Это типичные эпигенетические текстуры.

В описании криогенных текстур необходимо знать три термина: массивная текстура (не видим мерзлых включений), слоистая (ледяные включения в виде слоев) и сетчатая (вертикальные трещины образуются за счет усадки пород).

Лекция 13. Воздух, газы и органическое вещество в мерзлых породах.

Воздух, который содержится в порах горных пород, отличается по составу от атмосферного. Как правило, состав меняется в результате жизнедеятельности почвенных микроорганизмов, животных и растений. В нем больше паров воды, меньше кислорода (7-12%) и больше углекислого газа (0,2-8%). Почвенный воздух содержит также газы, которые образуются при гниении остатков животных и растений, сероводород, аммиак, метан (болотный газ), радон – радиоактивный газ.

Мерзлые породы испытывают двойственность в строении: с одной стороны, строение стабильно, как показывает длительное существование повторно-жильных льдов и других структур; с другой стороны, мерзлые структуры часто деформированы, может происходить миграция солей и воды. В том числе, изменениям может подвергаться газовая составляющая. Несмотря на то, что горные породы практически водо- и газонепроницаемые, некоторое количество газа проникает в результате диффузии. Например, фантастической подвижностью и способностью проникать обладает водород.

Рассмотрим содержание метана в породах. Он является очень важным газом, поскольку значительное повышение его содержания в атмосфере может привести к парниковому эффекту. Исследования мерзлых пород показывают, что в породах содержится большое количество метана. Этот факт привел к возникновению идеи о «метановой бомбе». Если считать, что вся криолитозона оттает, то весь метан может оказаться в атмосфере. Тогда тепловой эффект окажется гигантским. Помимо того, бактериями будет вырабатываться еще больше метана.

Интересно соотношение содержания метана и углекислого газа в поровом воздухе мерзлых пород (рис.14). Зависимость, вообще говоря, будет обратной. Чем больше углекислого газа, тем меньше метана, и наоборот. Это связано с деятельностью бактерий, которые используют для производства метана углекислый газ. Углекислый газ обогащает поровый воздух по сравнению с атмосферным, поскольку в результате осадконакопления известняки оказываются достаточно глубоко, и начинается разложение карбоната кальция и выделением углекислого газа, который «пропитывает» всю литосферу.

Обратим внимание на процесс эмиссии при оттаивании. Рассмотрим древний лиственничный лес. Концентрация метана имеет наиболее высокие значения в кровле мерзлоты и меньшие на глубине. Это происходит благодаря тому, что генерация метана зависит от температуры. В кровле мерзлоты летом температура близка к нулю, в отличие от температуры на глубине, которая является отрицательной. После того, как лес вырубил, нарушается растительный (моховой) покров. Охлаждающее влияние

уменьшается, и начинается оттаивание. В результате, метан высвобождается. Сейчас пытаются определить количество метана в литосфере.

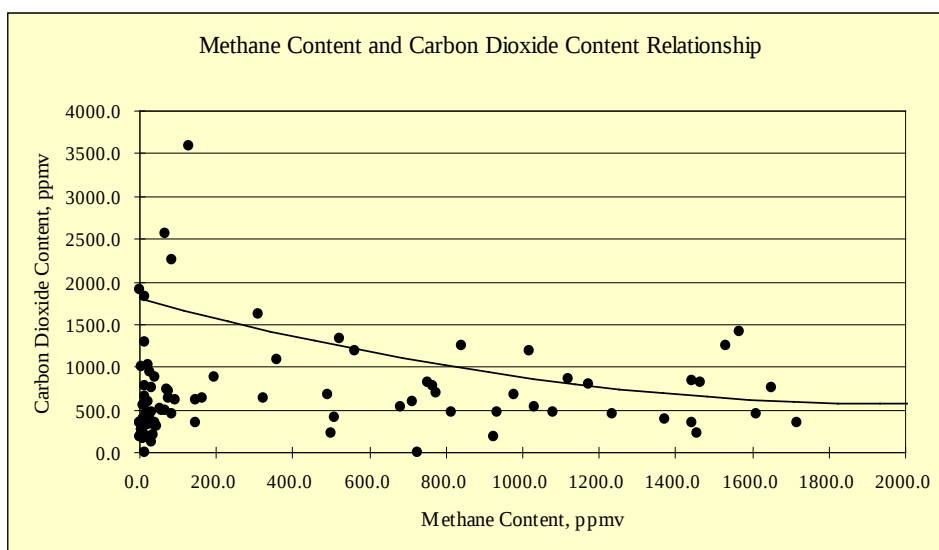


Рис.14 Зависимость содержания углекислого газа от содержания метана в поровом воздухе мерзлых пород.

Накопление метана в кровле слоя происходит благодаря деятельности бактерий, которые вырабатывают его при отрицательных температурах. Метановые потоки из Арктики имеют гигантский объем.

При оттаивании мерзлоты верхние участки оказываются увлажненными. Вода вытесняет поровый воздух, способствуя генерации метана бактериями. В самой верхней зоне, где содержится кислород, метаногены не активны. Там находятся метанотрофы, которые перерабатывают метан в углекислый газ.

В мерзлоте присутствует жизнь: микроорганизмы, бактерии. В мерзлой части живых организмов гораздо больше, чем в немерзлой части почвы. Почему так происходит? В мерзлых породах бактериям некуда деваться, поэтому они остаются там. Кроме того, содержание органического вещества в мерзлых породах больше, поскольку там оно не может разлагаться. Так, например, в нижних горизонтах Антарктического ледника, возраст которых составляет примерно 500 тысяч лет, были обнаружены живые микроорганизмы. Кроме того, в мерзлоте могут содержаться споры гриба *Penicillium*, которые при температуре -5°C они после двух месяцев инкубации прорастают. Таким образом, микроорганизмы не только не замерзают, но и способны к росту.

Лекция 14. Криогенные процессы.

На прошлой лекции мы обсудили живое вещество в мерзлых породах. Бактерий в мерзлоте огромное количество. В аллювиальных мерзлых отложениях их содержание достигает 10^9 в 1 см^3 . Это содержание соответствует примерно верхнему органическому слою почвы (горизонт А).

В тоннеле Фокс на Аляске на стенках выходят повторно-жильные льды возрастом 20-25 тыс. лет. В 1 см^3 этого льда было 300 разных штаммов бактерий. Среди бактерий, содержащихся во льдах, присутствует множество новых видов бактерий (примерно 20% от всего количества). Некоторые из них могут расти и развиваться при небольших отрицательных температурах.

Если мы будем исследовать породы, которые замерзли достаточно давно, то увидим, что основная часть мерзлоты относится к голоцену. Образовались они при отступании ледников. Восточная часть Сибири покрывалась ледниками лишь частично, в горных областях. В Приморской части, в Якутии ледников в это время не было, поскольку не было достаточного количества осадков для их образования.

При исследовании древней мерзлоты, были обнаружены бактерии (штамм *Bacillus* на Мамонтовой горе). В результате гидролиза цитозин, являющийся составляющей ДНК, разрушается. Однако в мерзлоте он почему-то не разрушается и бактерии живут дольше, чем смогли бы при отсутствии мерзлоты.

Вечная мерзлота – арена беспрецедентного естественного отбора. Биллионы клеток в ней не способны к передвижению, лишены пищи и пространства для размножения. После тысячелетий существования в ее толщах могли выжить только клетки, обладающие механизмом поддержания их жизнеспособности в течение гигантских периодов времени.

Криогенные процессы. Они представляют собой огромное многообразие процессов. Рассмотрим их последовательно.

Для начала обсудим факторы, влияющие на возникновение тех или иных криогенных процессов:

- Рельеф и тектоника;
- Состав и строение горных пород;
- Гидрологические и гидрогеологические условия;
- Климат;
- Растительность;
- История развития и время.

Начнем рассматривать криогенные процессы с морозного пучения. Ранее мы уже упоминали, что при промерзании происходит изменение объема породы, и возникает пучение. Таким образом, морозное пучение – это увеличение объема породы при промерзании. Причем, как уже говорилось

ранее, увеличение объема происходит непропорционально количеству влаги в породе, поскольку при промерзании двигается дополнительный поток влаги.

Факторы, непосредственно влияющие на формы рельефа при морозном пучении:

- начальное влагонасыщение,
- возможность движения влаги,
- условия промерзания (температура и скорость промерзания),
- время и масштаб процесса (микроформы и макроформы).

Рассмотрим, какие формы возникают при морозном пучении. Ледяные цветы образуются при росте больших кристаллов на поверхности (размер ледяных кристаллов до десятка сантиметров). Кроме того, существуют миграционные бугры пучения, которые также называются "пальза". Это малые формы морозного пучения, широко развитые в Финляндии, где они впервые и были описаны. Такие формы возникают в результате неоднородной миграции влаги к фронту промерзания. Если в бугре пучения вместо ядра содержится тонкодисперсный материал, то такие формы рельефа называются туфурами. Эти бугры растут иногда много лет.

Когда мерзлота оттаивает, то не всегда поверхность рельефа выравнивается. Часто происходит последующее промерзание с увеличением бугра. Такие бугры пучения являются многолетними формами. Часто бывает, что эти бугры содержат ледяное ядро.

Рассмотрим, как происходит эволюция пальз. Пальза образуется не обязательно в областях мерзлоты. Часто такие бугры пучения появляются на болотах, где их формирование происходит за счет охлаждающего влияния торфяного покрова. В начале происходит миграция влаги к фронту промерзания. Образуется льдистый горизонт – локальное накопление влаги и поднятие поверхности. Летом происходит частичное оттаивание. Образуется линза льда на какой-то глубине. Линза продолжает расти за счет прихода дополнительной влаги в эту область. Поверхность приподнимается до тех пор, пока не начинает разрушаться. Из-за дальнейшего роста ледяной линзы разрушается верхняя часть бугра – моховый покров, обеспечивавший охлаждающее влияние. Соответственно, температура повышается и бугор начинает оттаивать. С другой стороны, по бокам этого бугра накапливается вода, оказывающая тепляющее влияние, что способствует дальнейшему разрушению бугра. Дальше водная поверхность зарастает, появляется моховой покров, и процесс повторяется.

Бугры пучения имеют различный размер. Пальза - это небольшой бугор, но есть и бугры значительных размеров. Это зависит от количества мигрирующей влаги.

Многолетние бугры образуются за счет существования этого бугра на одном и том же месте. При этом формируется льдистое ядро внутри бугра, которое существует длительное время. Кроме того, могут возникать сезонные бугры пучения. Место их положения меняется в зависимости от сезона. Такие бугры также являются помехой для инженерных сооружений.

Важным является определение выпуклости и характера поверхности бугра. Если возникает сильная выпуклость, то поверхность может разрушаться, что приводит к изменению его теплового режима.

Рассмотрим большие формы бугров пучения. Они формируются реже. Такие бугры называются гидролакколитами, булгуньяхами, пинго. Большие бугры возникают практически всегда в районах, где существует вечная мерзлота.

Ознакомимся с образованием пинго. Сначала происходит оттаивание льдистых толщ с образованием озер, под которыми располагались талики. Глубина талика примера равна диаметру озера. Далее начинается переработка берегов, на поверхности оказывается больше воды, и возникает озерная котловина, которая на якутском языке называется аласом. На территории Якутска испарение преобладает над осадками. За счет этого возникает важные следствия: озера высыхают, и почва становится засоленной. Отопляющее влияние пропадает, и начинается промерзание талика. Возникает гидростатические давления при увеличении объемов грунтов при промерзании. Эти большие давления могут привести к тому, что произойдет прорыв толщи, и выход воды талика на поверхность. Такое явление происходит на некоторой глубине. Размер бугра всегда зависит от размера вовлекаемой в образование бугра области. Формирование пинго происходит в закрытой или гидростатической (по Маккейну) системе. Такие пинго широко развиты в дельте реки Маккензи, в Якутии. На буграх пучения часто растут деревья. Это происходит потому, что атмосферные осадки приводят к рассолению слоя сезонного оттаивания.



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА



ФОНД
ВОЛЬНОЕ ДЕЛО

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ