

Задание на 10.11.2020 г.

ВЛИЯНИЕ МНОГОЛЕТНЕГО ПРОМЕРЗАНИЯ НА ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ ПЛАТФОРМ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Обширные территории платформ включают в себя сложные артезианские области (АО) и гидрогеологические массивы (ГМ) платформенного типа. АО являются основой гидрогеологических платформенных областей (ГПО). В пределах криолитозоны частично или полностью находятся Печорская АО, северная часть Восточно-Европейской ГПО, Западно-Сибирская ГПО, Восточно-Сибирская ГПО, Индигиро-Колымский АБ. АО состоят из крупных платформенных АБ первого порядка, в которые обычно включаются и АБ предгорных прогибов. Например, Якутский АБ Восточно-Сибирской ГПО включает в себя Вилуйскую синеклизу и Приверхоянский краевой прогиб. АБ предгорных прогибов отличаются от платформенных асимметрией строения в поперечном профиле, большей длиной по сравнению с шириной и вытянутостью параллельно горным областям, обрамляющим АО, а иногда большим развитием дизъюнктивных нарушений и их новейшей активизацией. В АО границы между АБ первого, второго и более высоких порядков проводятся обычно по системам антиклинальных поднятий, выступам фундамента, резким сменам мощности пород чехла, границам выходов на поверхность разных по возрасту пород осадочного чехла и другим изменениям в геологическом разрезе последнего, обуславливающим положение основных водоразделов подземного стока. Границы АБ внутри АО являются часто весьма условными.

ГМ платформенного типа, входящие в ГПО, при гидрогеологическом районировании обособляются в самостоятельные структуры разного порядка в зависимости от их размеров и строения. Границы между АБ и ГМ,

платформенных и горно-складчатых областей, обычно проводятся по линии контакта пород осадочного чехла и фундамента или сильно дислоцированных пород орогенной области. Вне криолитозоны ГМ являются внешними областями питания АБ. В пределах криолитозоны гидрогеологическая роль ГМ в АО неодинакова в зависимости от степени их промерзания.

ГПО представляют собой низменные (Западно-Сибирская платформа) и возвышенные равнины, плоскогорья и плато (Восточно-Сибирская платформа), в целом с довольно ровным рельефом. *Такой характер рельефа предопределяет преимущественное проявление в их пределах природной зональности (климатической, геоботанической, почвенной, геокриологической).* ГПО имеют значительную протяженность с юга на север, изменяющуюся от нескольких сот километров для АБ приморских арктических равнин Северо-Востока России (Индиго-Колымской) до 1,5—2 тыс. км и более для Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской АО.

ГПО криолитозоны открыты в сторону Ледовитого океана. Их территория дренируется системами крупнейших рек, текущих с юга на север и питающихся не только водами АО, но и обрамляющих их горных сооружений. Крупные реки (Печора, Обь, Енисей, Лена, Индигирка, Колыма) выносят большое количество воды. Под ними на всем их протяжении существуют сквозные талики, что предопределяет возможность дренирования ими артезианских вод даже в пределах сплошной мощной криолитозоны.

На низменных равнинах широко развиты процессы заболачивания и многочисленные термокарстовые озера, различных размеров и глубины. Под ними в пределах криолитозоны существуют сквозные и несквозные подозерные талики с затрудненным водообменом. В отдельных частях арктических низменностей Якутии при мощностях сплошных мерзлых толщ до 600 м поверхность, занятая озерами и водоносными таликами под ними, достигает 40—60%.

Модуль стока АБ на юге России (вне криолитозоны) часто бывает близок к нулю. К северу он закономерно увеличивается и достигает 11 л/с-км^2 .

Появление мерзлых толщ и зональное, увеличение их сплошности обуславливают уменьшение в общем стоке доли подземной и возрастание доли поверхностной составляющей.

2. ЗОНАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МЕРЗЛОТНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

К северу сокращается период сезонного оттаивания отложений и существования надмерзлотных вод СТС. В то же время увеличивается срок существования СМС на таликах и увеличивается воднокритический период. Понижается температура многолетнемерзлых пород, а также пород и подземных вод в таликах.

Наиболее ярко влияние геокриологической зональности в АО проявляется в сокращении с юга на север размеров таликов, их количества и генетических разновидностей и в уменьшении распространения грунтовых вод. В южной геокриологической зоне АО грунтовые воды приурочены к радиационно-тепловым и водородным таликам, в северной — только к водородным. От южной границы криолитозоны АО к северу сначала исчезают радиационные и тепловые талики, затем сквозные дождевально-радиационные талики. Северная граница южной геокриологической зоны, является тем рубежом, где в АО прекращается питание артезианских вод на междуречных массивах за счет атмосферных осадков. Локальные очаги питания могут сохраняться только под реками и озерами.

В пределах Сибирского, плоскогорья, где господствуют резко континентальный климат и проявляется температурная инверсия, мерзлотные условия в днищах глубоко врезанных долин более суровые, чем на плоских поверхностях плато. Поэтому в многолетнемерзлое состояние при движении к северу переходят в первую очередь аллювиальные отложения террас. Это приводит к локализации грунтовых аллювиальных вод, в подрусовых и прирусовых таликах. На междуречьях, где мерзлотные условия менее суровые, грунтовые воды в сквозных и несквозных дождевально-

радиационных таликах, сложенных элювиальными песками, трещиноватыми коренными породами и, другими хорошо водопроницаемыми отложениями, сохраняются существенно севернее,

В северной геокриологической зоне в пределах всех АО существуют только гидрогенные (подрусловые, пойменные, подозерные) талики. Их размеры и количество уменьшаются к северу по мере возрастания суровости мерзлотной обстановки. В таких мерзлотных условиях грунтовые воды сохраняются только в аллювии под руслами рек, в подозерных сквозных и несквозных таликах, где они чаще всего имеют затрудненные условия водообмена.

Качество грунтовых вод в АО также испытывает влияние мерзлотной зональности. Грунтовые воды южной геокриологической зоны АО благодаря интенсивному водообмену, являющемуся важным условием существования водоносных радиационно-тепловых таликов, обладают в целом хорошим качеством. Иным является качество грунтовых вод в таликах северной геокриологической зоны. Так, в таликах под термокарстовыми озерами, имеющими преимущественное развитие на севере Западно-Сибирской АО, Якутского, Яно-Индигирского АБ и других грунтовые воды чаще всего обладают повышенным содержанием органического вещества, неприятным болотным запахом, а для пород подозерных таликов характерна слабая водоотдача. В подрусловые талики многих рек Восточно-Сибирской АО происходит разгрузка артезианских вод, часто имеющих высокую минерализацию. Зимой в водно-критический период, когда расход речных вод мал, это ведет к резкому возрастанию минерализации грунтовых вод в аллювии. Так, разгрузка рассолов из пород палеозоя в Ангара-Ленском, Тунгусском, западной части Якутского АБ приводит к появлению зимой соленых (часто криогалинных) хлоридных натриевых вод в подрусловых таликах многих рек и даже такой крупной реки, как Лена.

Рассмотренные особенности изменения распространения и качества грунтовых вод обуславливают ухудшение к северу возможности использования их для водоснабжения.

Формирование меж- и внутримерзлотных вод при промерзании несквозных подозерных таликов сопровождается криогенным метаморфизмом их состава, увеличением минерализации, ослаблением, а затем потерей связи с поверхностными озерными водами. При формировании внутримерзлотных водоносных линз воды в них приобретают повышенный криогенный напор, приводящий к инъекции воды и формированию булгуниихов.

Изменения мощности криолитозоны в АО и их влияние на артезианские воды также в определенной мере подчиняются мерзлотной зональности. Однако известно, что связь мощности мерзлых толщ и современных зональных условий достаточно отчетливо прослеживается только в голоценовых толщах южной геокриологической зоны. В этой зоне мерзлые толщи к северу из островных переходят в массивно-островные, прерывистые и, наконец, сплошные. При этом их температура понижается, а мощность возрастает от первых метров до 150—200 м, не превышая при этом гидрогеохимической зоны пресных вод. На границе с северной геокриологической зоной существует «скачок» мощностей до 250—300 м и более. В северной геокриологической зоне АО, где развита криолитозона плейстоценового возраста, зональность прослеживается скорее как тенденция увеличения ее мощности к северу. При этом изменения мощности, обусловленные природной зональностью разных этапов геологического прошлого, или сильно усложняются влиянием региональных факторов, или даже нарушаются, например, трансгрессиями и регрессиями Полярного морского бассейна.

3. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ МЕРЗЛОТНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Влияние тектонического строения АО на мощности криолитозоны и особенности артезианских вод прослеживается в геоструктурах разного

порядка. Наиболее общей региональной закономерностью является зависимость мощностей криолитозоны от возраста фундамента платформы. Чем древнее возраст фундамента, тем меньше теплоток из недр Земли и больше мощности криолитозоны. Так, в пределах палеозойской Восточно-Сибирской АО с породами архея и протерозоя в фундаменте теплоток меньше, а мощности криолитозоны, в том числе и яруса криогалинных вод, больше, чем в мезокайнозойской Западно-Сибирской АО.

Над выступами фундамента (при глубинах его залегания 1200—1000 м и менее) в целом мощности криолитозоны меньше, чем над погружениями. В структурах платформенного чехла второго и более высоких порядков, представляющих собой синклинали, мощности мерзлых толщ больше, чем в осевой части и на крыльях антиклиналей. Особенно часто мощности мерзлых толщ сокращены в структурах, где чехол разбит разрывными нарушениями как со смещениями, так и без них. Такие участки представляют собой гидрогеологические окна, и к ним часто приурочены выходы артезианских вод по сквозным напорно-фильтрационным таликам. Влияние указанных геоструктурных особенностей на мощности криолитозоны обусловлено: а) преимущественно застойным режимом вод, а также меньшей плотностью теплового потока в ядрах синклинальных структур; б) более интенсивным водообменом и преимущественно восходящим движением вод над поднятиями фундамента, в ядрах антиклинальных структур и на участках развития разрывных нарушений, особенно омоложенных новейшими движениями. Примером может служить Якутский АБ, где значительные мощности ММП (до 500—700 м) и артезианские подмерзлотные воды с застойным режимом приурочены к центральным частям тектонических впадин в чехле структуры (Линдинсией, Лухиной и др.), а пониженные мощности (до 150—200 м) и более интенсивный водообмен — к поднятиям фундамента (Якутскому, Мунскому и др.), а также к Усть-Вилюйскому навику.

Влияние новейших тектонических движений на мерзлотно-гидрогеологические условия ярко проявляется в ГМ платформенного типа. В

структурах, которые не испытывают активных движений, сквозные талики отсутствуют (Анабарский КТМ сверхглубокого промерзания). Напротив, в ГМ, испытывающих дифференцированное воздымание большой амплитуды, даже в очень суровых мерзлотных условиях существуют подрусловые инфильтрационные и напорно-фильтрационные сквозные талики. Примером может служить Алданский КГМ, который благодаря новейшим блоковым положительным движениям превращен в гидрогеологическую структуру, близкую к ГСО с большим количеством сквозных водоносных таликов.

Влияние гидрогеохимической вертикальной зональности АБ на строение криолитозоны обусловлено главным образом тем, что замерзание вод разной минерализации происходит при различных температурах, а сами воды подвергаются криогенному метаморфизму. *В разрезе чехла АБ платформенного типа выделяются три вертикальные гидрогеохимические зоны: пресных (минерализация до 1 г/л), солоноватых (1—10 г/л) и соленых вод (более 10 г/л) и рассолов. Мощности этих зон неодинаковы в АБ разного возраста, чехол которых сложен различными по составу породами. Зона пресных вод бывает наибольшей в АБ с чехлом, сложенным преимущественно терригенными отложениями мезозоя и кайнозоя и не испытывавших в недавнем геологическом прошлом влияние морских трансгрессий. Эта зона сокращена, а зона соленых вод и рассолов имеет наибольшую мощность в АБ с чехлом, сложенным породами палеозоя, в которых широко распространены галогенные отложения. В разрезе АБ мощность зоны пресных вод увеличивается на их периферии, т. е. в области наиболее интенсивного питания артезианских вод, в том числе и за счет перелива из горных сооружений. К центральным, закрытым частям АБ она сокращается, вместе с тем увеличивается зона соленых вод. К сокращению или полному исчезновению зоны пресных вод приводят морские трансгрессии.*

По наличию в чехле АБ гидрохимических зон выделяются три типа разреза: I — в чехле распространены только пресные воды; II — в чехле существуют две зоны — пресных и солоноватых вод; III — в чехле

существуют все три гидрогеохимические зоны. В ряде АБ платформ можно выделить пояса с соответствующими типами гидрогеохимического разреза. Пояс с первым типом разреза приурочен к периферии АБ, где мощность чехла меньше, а мощность зоны пресных вод относительно больше. Здесь образуются одноярусные толщи мерзлых пород. Следующий пояс с двумя гидрогеохимическими зонами находится ближе к центру АБ, а третий пояс с тремя зонами занимает его центральную часть. При многолетнем промерзании пород АБ, превышающем мощность зоны пресных вод, образуется криолитозона, состоящая из двух или трех ярусов: яруса мерзлых пород — яруса мерзлых пород с линзами криогалинных вод — яруса пород насыщенных криогалинными водами.

При промерзании пород, содержащих солоноватые и соленые воды, происходят сложные процессы их криогенной метаморфизации, сопровождающиеся образованием слабоминерализованного льда и концентрированных криогалинных вод.

При деградации внутримерзлотные соленые воды, растворяя текстурообразующий лед, утрачивают напор. В западной части Якутского АБ линзы таких безнапорных или с пониженным напором вод встречаются на глубинах от 60—70 до 200—250 м. *При бурении скважин в них происходит поглощение бурового раствора, что существенно затрудняет проходку.*

Наибольшая по мощности трехъярусная криолитозона присуща северной части Восточно-Сибирской АО. В западной части Якутского АБ она составляет 500—800 м, а в Котуйском и Оленекском КАБ достигает 1500 м, а возможно и более. При этом верхний ярус мерзлых пород изменяется от 70—80 до 150—200 м. Ниже находится ярус ММП мощностью до 200 м с линзами меж-и внутримерзлотных криогалинных вод в одних случаях хлоридного магниевого состава с минерализацией до 100 г/л, в других — хлоридного натриевого. Напор вод в линзах различный. Наблюдается тенденция понижения напора до его полного отсутствия во внутримерзлотных линзах к югу.

В целом криолитозона Восточно-Сибирской ГПО имеет деградационный характер.

В АБ, чехол которых сложен рыхлыми породами, промерзание артезианских пресных и солоноватых вод приводит к различным последствиям. Во-первых, артезианские воды, получающие добавочный криогенный напор, внедряются в слои глинистых пород или по контактам глин и песков, образуя при замерзании линзы инъекционных льдов иногда сложного строения и формы. При промерзании глинистых пород, подстилаемых водонасыщенными песками, в первых образуются пласты сегрегационных льдов; на их образование расходуются артезианские воды. Часто в разрезах мерзлых толщ АБ наблюдается сложное сочетание сегрегационных и инъекционных льдов в промерзших толщах пород АБ. Такие льды характерны для мерзлых толщ севера Западно-Сибирского АБ. Сегрегационные и инъекционные так называемые «пластовые» льды распространены наиболее широко в верхней 60—100-метровой части разреза АБ, однако буровыми скважинами они вскрываются и на больших глубинах (до 200 м).

4. ВЛИЯНИЕ ДИНАМИКИ КРИОЛИТОЗОНЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА МЕРЗЛОТНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Влияние истории и динамики развития криолитозоны на гидрогеологические условия АО многообразно. Они связаны с периодом многолетнего промерзания, неоднократностью промерзания - оттаивания, наличием и современным состоянием мерзлых толщ.

В северной геокриологической зоне непрерывное существование мерзлых толщ не позже чем с начала сред него плейстоцена обусловило: 1) наличие мощных сплошных криогенных водоупоров; 2) существование только гидрогенных и гидрогеогенных типов таликов; 3) широкое (распространение криогенных АБ, где зона пресных вод проморожена, для криолитозоны характерно трехъярусное строение, а по напорно-

фильтрационным таликам происходит разгрузка криогалинных вод; 4) наличие АБ с пресными подмерзлотными водами, но с сильно затрудненным водообменом; 5) существенное криогенное преобразование состава артезианских вод.

На современном этапе развития криолитозоны, когда ее мощности уменьшались по сравнению с верхним плейстоценом, в АБ подмерзлотные артезианские воды претерпели криогенное опреснение. Процесс деградации ММП в КАБ привел к уменьшению зоны криогалинных вод и к появлению в линзах внутримерзлотных вод пониженных напоров.

В голоценовый оптимум в связи с потеплением и гумидизацией климата широкое развитие получил процесс термокарста по различным видам подземных льдов. В гидрогеологическом отношении это привело к образованию многочисленных подозерных таликов с грунтовыми водами, которые активно развиваются в северной геокриологической зоне и на настоящем этапе.

В южной геокриологической зоне в период формирования «великой криогенной области» в АБ, видимо, широко проходили процессы криогенного метаморфизма вод и изменение гидродинамической обстановки, обусловленное развитием сплошных криогенных водоупоров. Голоценовая деградация ММП обусловила восстановление нормальных гидродинамических связей в АБ. Реликтовые мерзлые толщи сохранились главным образом там, где разрез чехла АБ представлен глинистыми разновидностями пород.

В южной части северной геокриологической зоны, где в голоценовый оптимум оттаивание ММП с поверхности было неполным и неповсеместным, в благоприятной геологической и геоморфологической обстановке на речных террасах и междуречьях возникли бассейны-потоки над-мерзлотных грунтовых вод. Питание вод этих бассейнов-потоков происходило за счет атмосферных осадков, вод ручьев и озер. Разгрузка осуществлялась в долинную сеть. В период голоценового похолодания началось новообразование мерзлых толщ, что на севере южной

геокриологической зоны привело в АО к формированию двухслойных мерзлых толщ и горизонтов пластовых межмерзлотных вод.

В долине Лены такие бассейны приурочены к песчаной Бестяхской террасе. Их воды питают источники Улахан-Тарын, Суларский и др. В нижнем течении Вилюя, по данным В. В. Шепелева, они связаны с массивами развееваемых песков - тукуланов. Здесь поглощение дождевых вод происходит на песчаной слабосхолмленной (поверхности, с которой отсутствует поверхностный сток.

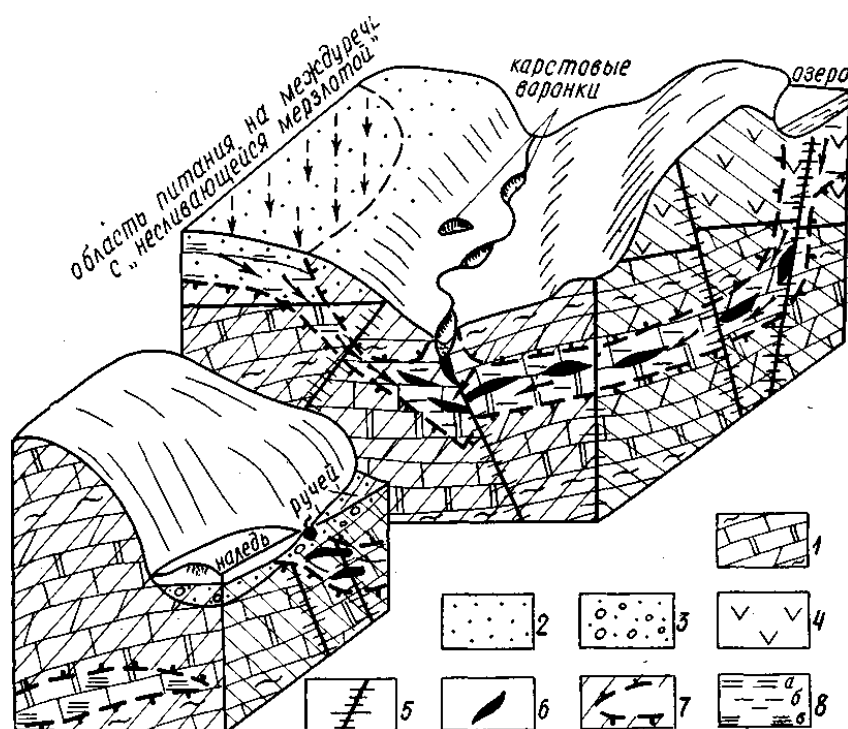


Рис. 1. Схема питания, движения и разгрузки в бассейне-потоке пресных межмерзлотных вод в среднем течении Вилюя (стрелками показано направление движения подземных вод): 1 — породы ордовика (алевролиты, известняки, доломиты, мергели, известковистые песчаники); 2 — породы юры (пески, слабодислоцированные песчаники с линзами галечников и конгломератов, глины); 3 — четвертичные аллювиальные пески, гравий и галька; 4 — траппы; 5 — тектонические разломы и зоны трещиноватости около них; 6 — карстовые пустоты; 7 — ММП и их граница; 8 — обводненность пород периодическая (а) и постоянная (б) пресными водами, постоянная солеными водами (в)

Воды СТС концентрируются в несквозных дождевально-радиационных, а на Бестяхской террасе и в подозерных таликах, а затем переходят в межмерзлотные каналы (рис. 1). В местах разгрузки происходит интенсивный

вынос песка, а образующиеся наледи приводят к росту долинок, расчленяющих уступ террасы.

Следует подчеркнуть некоторые характерные особенности описанных криогенных бассейнов-потоков.

1. Бассейны-потоки имеют довольно значительные и достаточно зарегулированные запасы пресных подземных вод высокого качества, в силу чего дебиты источников мало изменяются в течение года.

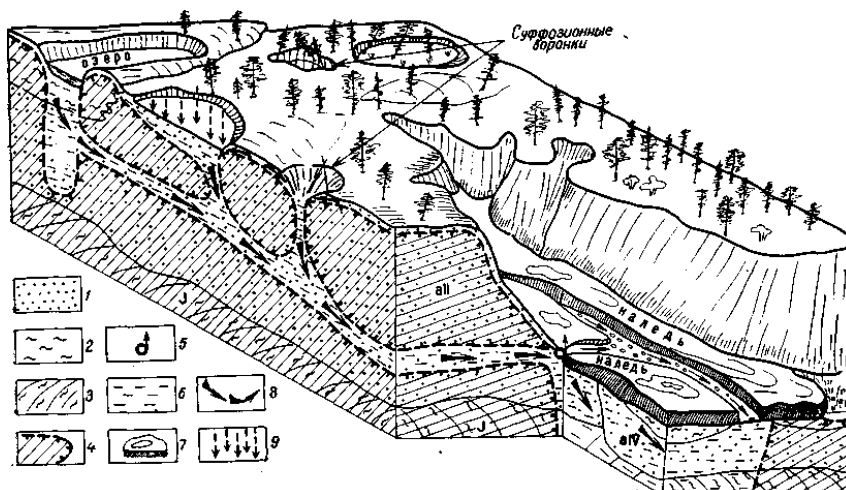


Рис. 38. Строение бассейна межмерзлотных поровых вод на песчаной террасе (по А. И. Ефимову, с дополнениями), 1 — аллювиальные пески, 2 — аллювиальные супеси и суглинки, 3 — аргиллиты, алевролиты и песчаники, 4 — ММП и их граница, 5 — источник, 6 — обводненные породы, 7 — наледь, 8 — направление движения подземных вод, 9 — места инфильтрации дождевых осадков в несквозной дождевально-радиационный талик

2. Районы их развития по современным мерзлотным условиям являются аномально-мягкими (температуры пород близки к нулю, (развита «несливающаяся мерзлота» и т. д.). Геологическое строение и геоморфологическое положение бассейнов благоприятны для поглощения атмосферных и поверхностных вод, а также быстрому стоку и (разгрузке) подземных вод в долины рек. Водоносные тракты сохраняются благодаря интенсивному водообмену в условиях высокотемпературных мерзлых толщ. Это предъявляет особые требования по их охране.

3. В песчаных отложениях Бестяхской террасы встречаются следы замороженных бассейнов-потоков вод в виде замерзших водоносных горизонтов, где песок пересыщен льдом, и линз конжеляционных льдов на

месте межмерзлотных каналов. Это свидетельствует о существенно большем их распространении в эпоху голоценового термического оптимума.

Влияние оледенений на мерзлотно-гидрогеологические условия ГПО изучено весьма слабо.

1. Под ледниками и в приледниковых районах менялись условия питания грунтовых и артезианских вод, а иногда и стока и разгрузки последних. Таяние ледников, в том числе и донное, обуславливало появление под ледником и в приледниковой зоне большого количества поверхностных и грунтовых вод, которые в условиях сурового климата образовывали наледи. Следы таких наледей в виде древних наледных полей и наледного аллювия обнаружены в древних долинах (прадолинах) рек на территории Польши.

2. Ледниковые покровы при таянии на участках близкого залегания фундамента и в горах платформенного типа способствовали увеличению мощности зоны пресных вод в чехле АО. Предположительно оледенение гор Путорана на северо-западе Тунгусского АБ вызвало замещение солоноватых и соленых вод в толщах вулканогенных и осадочных пород тунгусской свиты пресными водами. Последующее промерзание в пределах этого горного массива привело к формированию мощных мерзлых толщ и к отсутствию или сокращению зоны криогалинных вод. Напомним, что на остальной территории этого АБ развита трехъярусная криолитозона мощностью до 500—800 м при мощности мерзлых пород до 200—250 м.

3. При сочетании оледенений и трансгрессий, что, например, имело место в холодные этапы плейстоцена в Западной Сибири, происходило опреснение морского бассейна. Это обуславливало накопление слабосоленых вод в морских отложениях, которые в этапы регрессии моря при многолетнем промерзании этих отложений подвергались криогенному метаморфизму.

5. ОСОБЕННОСТИ ПИТАНИЯ, СТОКА И РАЗГРУЗКИ

ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Даже для Восточно-Сибирской ГПО, в пределах которой криолитозона распространена наиболее широко в целом сохраняются как внешние, так и внутренние области питания. Внешние области питания АО приурочены к их горному обрамлению с юга, юго-запада и юго-востока и КГМ, входящим в состав ГПО. Внутренние области поглощения — это артезианские бассейны южных частей АО.

По-иному обстоит дело с отдельными АБ платформ. Распространение, сплошность и мощность ММП в них могут изменяться в широких пределах.

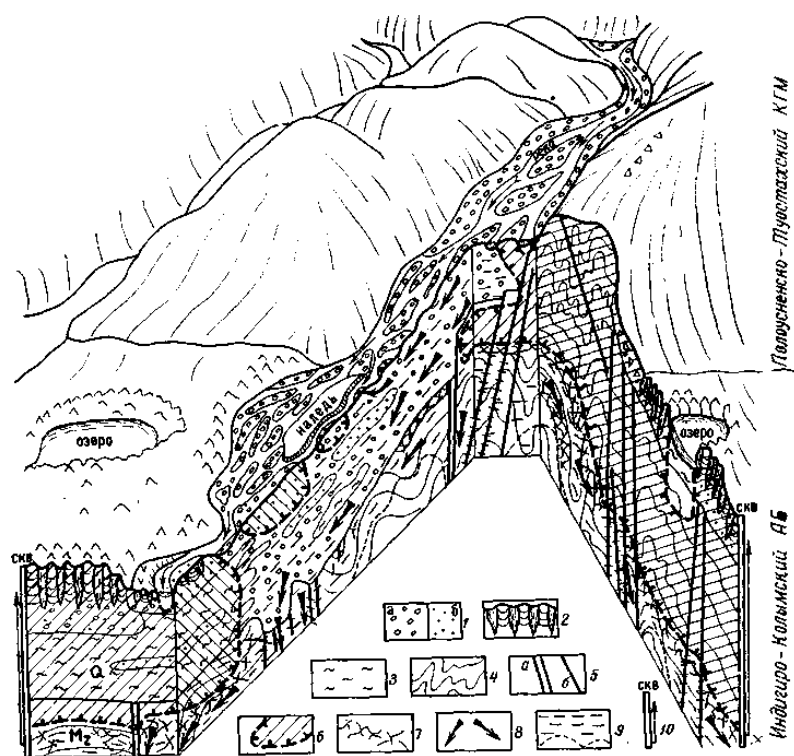


Рис. 2. Схема перегиба аллювиальных вод подрусловых и пойменных несквозных таликов из Полоусненского-Туостаского КГМ в Индигиро-Колымский АБ глубокого промерзания через сквозной инф<ильтрационный талик: 1 — аллювиальные галечники (а) и пески (б), 2 — аллювиальные пойменные отложения с сингенетическими повторно-жильными льдами, 3 — озерно-аллювиальные суглинки и супеси, 4 — терригенные отложения верхнего мезозоя, в пределах КГМ сложно дислоцированные, 5 — разломы омоложенные (а) и древние (б), 6 — ММП и их граница, 7 — зоны криогенной дезинтеграции пород, 8 — направление движения подземных вод, 9 — обводненные породы и граница обводненной зоны, 10 — скважина, стрелкой показан уровень появления и установления подземных вод

Например, согласно схемы (рис. 2), поверхность переуглубленных долин на значительных пространствах представляет собой гигантские древние

наледные поляны. Это свидетельствует, что в недавнем прошлом (очевидно, в период голоценового оптимума) расходы потоков грунтовых вод были существенно больше. Очаги поглощения не могли пропустить всю воду, и значительная ее часть расходовалась зимой на наледообразование.

В закрытых АБ сплошного глубокого промерзания отсутствуют как внешняя область питания, так и внутренние очаги поглощения. В таких бассейнах, приуроченных к районам, где происходит деградация мерзлых толщ, известно чрезвычайно интересное и специфическое явление: аномально-низкие пластовые давления в артезианских водоносных горизонтах. Очаги разгрузки на территории таких АБ (Якутском, Нижне-Оленекском и др.) полностью отсутствуют.

В криоартезианских бассейнах очаги поглощения не зафиксированы, хотя широко известны очаги разгрузки. Криогалинные меж- и подмерзлотные артезианские воды выходят по разрывным нарушениям через напорно-фильтрационные талики, разгружаясь под озерами, в днищах долин рек и иногда субаэрально, образуя гидрогеогенные талики. Очаги такой разгрузки распространены в западной части Якутского АБ, в Тунгусском, Котуйском, Оленекском и Хатангском КАБ. Под реками выходы криогалинных вод создают отрицательные температурные и гидрогеохимические аномалии. Температуры источников таких вод на выходе из гидрогеогенных таликов изменяются от 0° (Мурбайские источники в бассейне р. Ньюи, левом притоке Лены) до -6° (Уксусниковский источник в Хатангском АБ вблизи слияния рек Котуя и Хеты).

Между КАБ, видимо, существуют внутренние области перелива, которые на данном этапе являются единственными местами пополнения вод этих структур. Внутренний перелив, очевидно, происходит из Тунгусского и Якутского АБ в Котуйский и Оленекский КАБ, а из последних вероятен в Хатангский КАБ. Целый ряд горизонтов артезианских вод Хатангского и Нижне-Оленекского КАБ, вероятно, разгружается под акваторий моря

Лаптева. Возможной причиной разгрузки артезианских вод является также сработка их упругих запасов.

Гидрогеологические массивы платформенного типа, связанные с АО, играют различную роль. Так, Алданский КГМ (ГСО) прерывистого и сплошного промерзания является внешней областью питания для алданского склона Якутского АБ. Анабарский КГМ сверхглубокого промерзания является структурой, в настоящее время находящейся в условиях весьма затрудненного водообмена. Только аллювиальные воды подрусловых несквозных таликов идут на пополнение соответствующих вод на территории КАБ, окружающих Анабарский КГМ.

Ряд АБ первого порядка характеризуется существенно неоднородными мерзлотными условиями в разных своих частях.

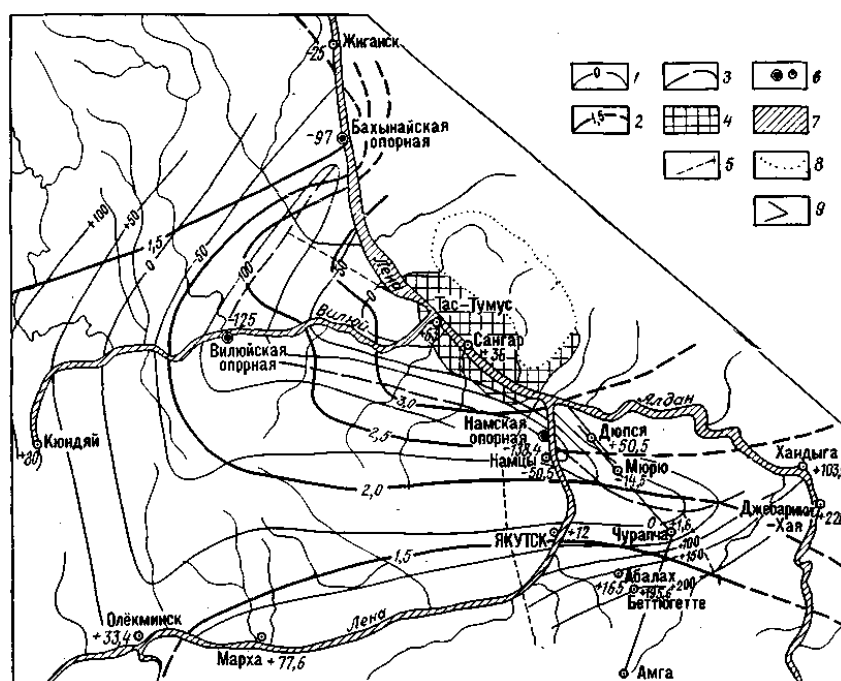


Рис. 3. Схема гидроизопьез в центральной части Якутского АБ (Подземные воды Якутии..., 1967; С. М. Фотиев, 1978). 1 — гидроизопьезы, 2 — изолинии градиентов температур $^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, 3 — ось депрессии пьезометрических уровней, 4 — Китчанский АдАБ, 5 — условная граница между областями питания водоносных комплексов кембрия и юры, 6 — гидрогеологические скважины (цифрами указаны глубины пьезометрических уровней), 7 — долины крупных рек, 8 — границы области питания Китчанского АдАБ, 9 — линия гидрогеологического разреза

Это определяет неодинаковую степень криогенного преобразования, условия питания и интенсивность водообмена входящих в них ГГС высших порядков. Примером может служить Якутский АБ (рис. 3). На его Алданском крыле, где мерзлые толщи имеют прерывистое распространение, происходит питание артезианских вод кембрийского водоносного комплекса и водообмен весьма интенсивен. Значительная часть, занимающая Лено-Вилуйскую синеклизу, представляет закрытую многолетним промерзанием структуру. Частью Якутского АБ является Китчанский АдАБ, где происходит разгрузка подземных вод, движущихся со стороны Верхоянской ГСО, и водообмен достаточно интенсивен. Наконец, Анабарский склон АБ представляет собой закрытую криоартезианскую структуру с редкими очагами разгрузки криогалинных вод.

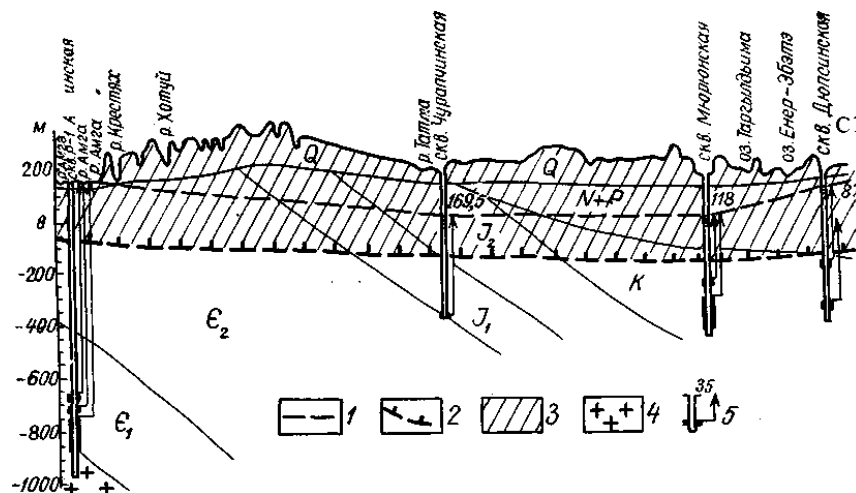


Рис 4. Гидрогеологический разрез по линии Амга — Дюся (см. рис. 40) (Подземные воды Якутии..., 1967): 1 — пьезометрический уровень подземных во 2 — нижняя граница ММП, 3 — ММП, 4 — кристаллические породы, 5 — гидрогеологические скважины, цифрами указаны глубины пьезометрического уровня от поверхности

Об аномально-низких давлениях артезианских подмерзлотных вод. При поисках источников водоснабжения в Центральной Якутии были обнаружены и изучены водоносные комплексы нижней юры, верхней юры и нижнего мела, воды которых обладали аномально-низкими пластовыми давлениями. Пьезометрические уровни пресных подмерзлотных вод устанавливались в

скважинах не только ниже уровня воды в Лене, но и ниже уровня Мирового океана. Исследованиями Н. И. Толстихина, В. М. Максимова, А. И. Ефимова, П. И. Мельникова и других было установлено, что указанные водоносные горизонты изолированы от поверхности мерзлой толщей мощностью 250 м и более, области их возможного питания полностью проморожены, а снизу они подстилаются мощными толщами преимущественно глинистого состава (алевролиты, аргиллиты, песчаники). Ниже последних залегают карбонатные породы кембрия, содержащие артезианские воды с нормальными напорами. Мерзлые толщи локально прерываются таликами под руслом Лены и некоторыми термокарстовыми озерами. Однако в разрезе таликов основное значение имеют породы с низкой проницаемостью: сверху суглинки, реже пылеватые пески, ниже аргиллиты и алевролиты.

Наиболее низкую абсолютную отметку пьезометрический уровень воды имел в Намской опорной скважине (-138,4 м). Распределение пьезометрических уровней в Якутском АБ показано на рис. 4.

Большинство исследователей считают, что в верхнем плейстоцене глубина промерзания достигала 1000 м и более. Это согласуется и с другими палеогеографическими данными. В настоящее время мерзлые толщи этого региона оттаивают снизу. По расчетам В. Т. Балобаева (1973), скорость оттаивания разных по плотности и влажности мерзлых пород неодинакова. Протаивание верхнемеловых отложений составляет 1 см в год. При таком протаивании за счет перехода текстуробразующего льда в воду на площади 1 км² освобождается в год соответственно 350 и 260 м³ объема. Ориентировочный расчет для всей площади АБ, где существуют дефициты напора, дает цифру более 30 млн. м³ в год объема, освобождающегося при оттаивании мерзлых пород за счет потока внутриземного тепла.

Таким образом, появление свободного объема при деградации мерзлых толщ снизу считается причиной появления пониженных давлений артезианских вод в изолированных подмерзлотных горизонтах. Появление дефицитов давлений, достигающих в Якутском АБ 20 атм (2,03 МПа)

неизбежно должно вызвать фильтрацию воды в артезианские горизонты через слабопроницаемые талые толщи. Фильтрация воды в водоносные горизонты нижней и верхней юры происходит через талики под руслом Лены и под крупными термокарстовыми озерами. Это создает некоторые различия напоров в водоносных горизонтах вблизи таликов и в удалении от них при сохранении их общего низкого значения.

Аномально-низкие пластовые давления в артезианских водоносных горизонтах встречаются в других АБ северной геокриологической зоны. Например, в Хатангском АБ дефициты давления в пермском водоносном комплекса превышают 80 атм (8,11 МПа) (Косолапов, 1963).

Лабораторное занятие

СПЕЦИФИКА РЕЖИМНЫХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Проведение режимных гидрогеологических наблюдений в районах с ММП усложняется льдообразованием в наблюдательных скважинах. Лед затрудняет применение в скважинах обычных методов производства измерений. Поэтому при размещении наблюдательных скважин желательно в первую очередь бурить и оборудовать их в естественных таликах. Этим

можно в основном исключить замерзание воды и связанные с ним трудности режимных наблюдений.

При проведении наблюдений в скважинах, заполненная водой часть которых находится в низкотемпературной мерзлой толще, используются различные способы предотвращения льдообразования.

Регулярность стационарных гидрогеологических наблюдений в скважинах определяется целью работ, программой наблюдений, местными геокриологическими условиями (температурой и мощностью мерзлой толщи, льдистостью пород, высотой столба воды в пределах толщи пород с отрицательной температурой), наличием источников энергии, общей технической оснащенностью и другими факторами. При выборе способов обеспечения наблюдений в первую очередь следует учитывать регулярность измерений, характер изменений природных условий, происходящих в результате применения этих способов, и допустимость таких изменений для заданной программы работ. Ниже помещены общие рекомендации для обоснования такого выбора (табл. 1).

При редких отсчетах (раз в неделю, один-два раза в месяц) лед в скважине может образовываться, но периодически, перед производством наблюдений, он удаляется разбуhrиванием или кратковременным нагревом. В этом случае применяется также способ осушения скважины сжатым воздухом на время между наблюдениями.

При измерениях в стандартные сроки (1, 4, 7 и т. д. числах месяца) и чаще замерзания воды в скважине между наблюдениями, как правило, не

Таблица 17

Способы обеспечения режимных гидрогеологических наблюдений в скважинах, прошедших толщу мерзлых пород

Характеристики водоносных пластов	Способы предотвращения замерзания воды в скважинах									Периодические удаления льда				Дистанционные измерения параметров водоносного пласта
	Подогрев						Повышение минерализации воды	Замена воды		паром, горячей водой, разбуриванием	паром горячей водой	Оттаиванием электронагревателями		
	природными источниками тепла		искусственными источниками тепла					незамерзающей жидкостью	сжатым воздухом			стационарными	вытяжными	
	откачка подземных вод	налив воды из реки, озера	пар, горячая вода		электрический ток									
	непрерывный	периодическая	периодический	периодический	непрерывный	периодический								
Статистический уровень	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Дебит	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Химический состав и физические свойства воды	+	+	±	±	+	+	-	-	+	+	-	+	+	±
Температура воды	+	+	±	-	-	-	+	+	+	±	-	-	-	+
Температура пород в осушенной соседней скважине	-	±	±	±	-	±	+	+	+	+	-	-	-	+

Плюс — применяются, минус — не применяются

допускается. При этом используются теплотехнические и химические (добавление соли для понижения температуры замерзания воды) способы, замена воды в скважине незамерзающей жидкостью (нефтью, машинным маслом).

Перечисленные способы позволяют производить наблюдения с помощью серийно выпускаемых приборов и аппаратуры, но некоторые из них обладают существенным недостатком - приводят к нарушению естественных условий вокруг скважины, к искажению режима подземных вод и температурных условий. Например, такие распространенные способы, как теплотехнический, повышение минерализации воды, замена воды маслом и другими жидкостями, изменяют гидротермический режим вмещающих скважину пород, искажают значения плотности жидкости по глубине скважины, загрязняют водоносные горизонты. Наименьшее нарушение природных условий происходит при осушении скважины с помощью сжатого воздуха на период между двумя наблюдениями и при периодическом удалении льда разбуhrиванием или кратковременным нагревом непосредственно перед производством наблюдений. Эти способы широко используются в Канаде и на Аляске.

Для районов Крайнего Севера с мощной криолитозоной наиболее перспективным, видимо, является способ, основанный на принципиально новых методиках дистанционного измерения основных параметров водоносного пласта. Он позволяет свести к минимуму искажения естественного режима водоносного горизонта и использовать скважину для комплексных гидрогеологических и геотермических исследований.

К настоящему времени созданы опытные образцы дистанционных напорометров, работающих с сильфонными (ВСЕГИНГЕО), мембранными, тензометрическими (ЦНИИГосушение) и струнными (Гидропроект)

датчиками. Последний тип напорометров - пьезодинамометры уже применяется в гидротехнической практике.

ОТТАИВАНИЕ ЛЬДА И ПРЕДОТВРАЩЕНИЕ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ В СКВАЖИНЕ

Теплотехнические способы. Для того чтобы растопить лед и предотвратить льдообразование, водозаполненную часть скважины, находящуюся в пределах толщи с отрицательными температурами, обогревают нагревательным приспособлением. В качестве источников тепла в этом приспособлении используют пар или горячую воду, нагреваемые, как правило, в котлах, и электрический ток, получаемый на передвижных установках..|

Электрообогрев рекомендуется как один из наиболее перспективных приемов ликвидации льда и предотвращения льдообразования. При этом учитываются широкая распространенность передвижных электрических установок, их компактность, экономичность и универсальность в использовании, а также широкие возможности для управления процессом обогрева скважины.

Приведем некоторые общие положения из теории электродинамики. Количество тепла Q , выделяемое проводником с током, равно произведению квадрата силы тока I , сопротивления проводника R и времени $\Delta\tau$ (закон Джоуля — Ленца):

$$Q = I^2 R \Delta\tau.$$

Перепишем его в более удобном для нас виде:

$$P = U^2 / R,$$

где P — мощность электрической установки; U — напряжение; R — сопротивление нагревательного элемента.

Нагревательным элементом при электрическом обогреве служит специальный кабель или изолированная проволока с высоким сопротивлением. Сопротивление проводника R можно рассчитать по формуле:

$$R = \rho l / f$$

Оно зависит от длины проводника l , его поперечного сечения f и удельного электрического сопротивления ρ .

В случае редких наблюдений количество тепла, необходимое для уничтожения льда, вычисляется по формуле:

$$Q = \frac{10^6 \pi}{4} \rho_0 l d^2, \rho$$

где ρ — плотность льда; i_0 — удельная теплота плавления льда; l — длина обогреваемого участка; d — диаметр скважины. Подставляя значения плотности льда $\rho = 900 \text{ кг/м}^3$ и значение удельной теплоты плавления льда $i_0 = 97 \text{ Дж/кг}$, получим выражение, зависящее только от диаметра скважины и длины обогреваемого участка: $Q = 0,069 l d^2$. Отсюда мощность установки для таяния льда за время τ составит: $P = Q / \tau$. Задача оценки продуктивности установки с заданной мощностью или известным напряжением решается в обратном порядке.

В случае частых наблюдений, когда образование льда в скважине нежелательно, применяют ритмичный подогрев, режим которого зависит от конкретных геофизиологических условий.

В районах с мерзлыми породами, температура которых выше -2°C , а термоактивная влажность (количество замерзающей воды в единице объема породы) сравнительно высока, целесообразно создавать вокруг скважины зону протаивания (затрубный талик), который в интервале между наблюдениями постепенно промерзает.

Время промерзания затрубного талика диаметром 2 г в различных температурных и влажностных условиях можно приближенно определить по графикам (рис. 2), составленным для двух крайних значений термоактивной влажности W_a как функции температуры. Определяется W_a для верхнего,

наиболее опасного отрезка водозаполненной части скважины, где сочетаются максимальная льдистость пород и их наиболее низкая среднемесячная температура. Так, для предотвращения замерзания воды в скважине в течении 6 мес/ затрубный талик в толще мерзлых пород с расчетной температурой -2°C и термоактивной влажностью $W_a = 200 \text{ кг/м}^3$ должен иметь радиус $r = 1 \text{ м}$ (рис. 2а). При большей термоактивной влажности ($W_a = 600 \text{ кг/м}^3$) радиус талика может быть уменьшен до $r = 0,65 \text{ м}$ (рис. 2, б).

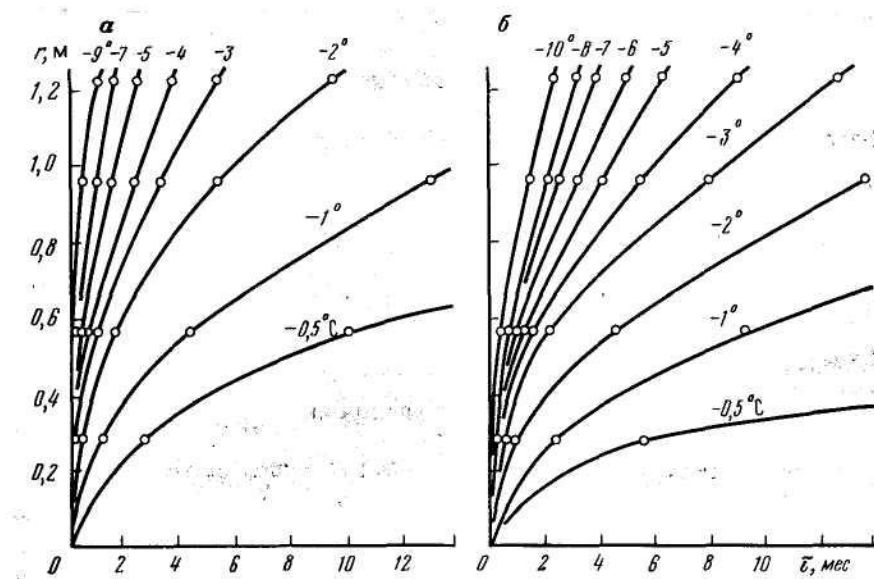


Рис. 2. Графики зависимости времени промерзания затрубного талика различного радиуса от температуры окружающих мерзлых пород при $W_a = 200 \text{ кг/м}^3$ (а) и $W_a = 600 \text{ кг/м}^3$ (б).

Результаты определения по графикам (рис. 2) позволяют установить максимальное количество тепла, необходимое для первого прогрева талика. В дальнейшем по мере стабилизации температурного режима пород расход тепла будет уменьшаться. Поправки на расчетные значения температуры пород с течением времени можно вносить на основании данных температурных наблюдений в специально оборудованной скважине. Ее бурят на расстоянии 5—7 м от основной наблюдательной гидрогеологической скважины. Глубина такой скважины обычно задается от 10 (в торфяниках и глинистых льдистых породах) до 15 м (в трещиноватых коренных породах или крупнообломочных отложениях).

Количество тепла Q , необходимое для создания затрубного талика диаметром $2r_1$ на 1 м длины скважины, приближенно вычисляется по уравнению:

$$Q = \pi r_1^2 i_0 W_a \approx 3,14 W_a r_1^2$$

Величина Q , зависящая от температуры и W_a , может существенно изменяться по глубине скважины. Поэтому при заданной мощности установки рекомендуется сопротивление нагревателя проектировать переменным по длине (ступенчатым) в соответствии с распределением температуры и величиной W_a .

В районах с мерзлыми породами, температура которых ниже -2°C , а термоактивная влажность W_a меньше 200 кг/м^3 , правильнее поддерживать нулевую температуру на границе скважины. Создание большого затрубного талика в этом случае нерационально из-за быстрого его промерзания.

Задача поддержания нулевой температуры на границе скважины решается при условии постоянной температуры нагревателя. Это может быть достигнуто при дополнительном оборудовании нагревателя регулятором температуры.

Задача имеет приближенное решение в виде: $Q = 2\pi\lambda Gt$, где Q — тепловой поток на 1 м длины скважины в час, λ — теплопроводность мерзлых пород; t — минимальное значение температуры многолетнемерзлых пород; G — безразмерный коэффициент. Значение G определяется по графику (рис. 3) в зависимости от безразмерного критерия Фурье $F_0 = a\tau^2$, где a — температуропроводность пород; τ — время; r — радиус скважины.

Величина G , как видно из графика, изменяется во времени, стремясь к определенному минимальному значению. В связи с этим расход энергии постепенно уменьшается, приближаясь к расходу энергии установившегося режима.

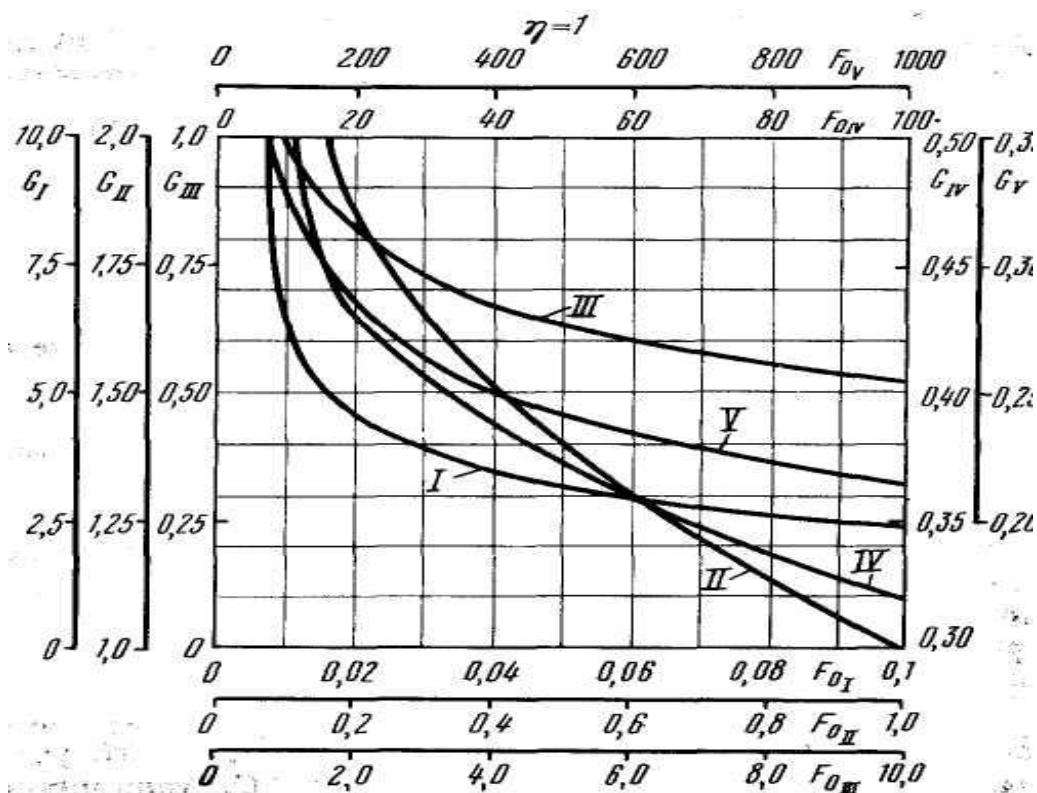
Пример. Определить мощность установки в первый час работы. Дана скважина с радиусом $r = 0,054 \text{ м}$; длина обогреваемого участка $l = 10 \text{ м}$; температура вмещающих пород $t = -5^\circ \text{C}$; теплопроводность $\lambda = 1,05 \text{ Дж/(м} \cdot$

ч • град); температуропроводность $a = 0,002$ м/ч. Определяем $F_0 = 0,002 \times 1/0,054 = 0,04$; по графику, приведенному на рис. 3, $G \approx 3,5$; расход энергии на 1 м скважины в час составит: $Q \approx 2 \times 3,1 \times 3,5 \times 5 = 115$ Дж, соответственно мощность установки должна быть $P \approx 1150$ Вт.

После месяца работы (730 ч) расход энергии на 1 м скважины в час будет равен $Q \approx 13,5$ Дж, и мощность установки можно снизить до $P \approx 135$ Вт. После года непрерывного обогрева скважины необходима мощность установки $P \approx 82,4$ Вт.

Коэффициенты теплопроводности и температуропроводности для расчета выбирают в зависимости от состава пород, их влажности и температуры [6].

Повышение минерализации воды в скважине. Наиболее распространенным в отечественной практике способом предотвращения замерзания воды в скважине является увеличение ее минерализации путем добавления солей NaCl , CaCl_2 или др. Этим понижается температура замерзания наполняющего скважину водного раствора до значений более низких, чем температура окружающих мерзлых пород. Концентрация солей в растворе устанавливается по известным таблицам (например, табл. 18) с некоторым запасом, необходимым для компенсации расхода соли в процессе самоопреснения воды. Интенсивность самоопреснения зависит от скорости движения подземных вод, высоты и температурного режима столба воды в скважине, ее диаметра и других факторов. Расчет этого процесса не разработан.

Рис. 3. Вспомогательный график для определения коэффициента G Таблица 18
Свойства водных растворов NaCl (по А.В. Марамзину)

Концентрация соли, %	Количество сухой соли на 1 м ³ воды, кг	Плотность раствора при 15 °С, т/м ³	Температура замораживания раствора, °С	Концентрация соли, %	Количество сухой соли на 1 м ³ воды, кг	Плотность раствора при 15 °С, т/м ³	Температура замораживания раствора, °С
0,1	1,0	1,00	0	14,9	175,0	1,11	-11,0
1,5	15,2	1,01	-0,9	16,2	193,0	1,12	-12,2
2,9	29,9	1,02	-1,8	17,5	206,0	1,13	-13,6
4,3	45,0	1,03	-2,6	18,8	230,0	1,14	-15,1
5,6	59,0	1,04	-3,5	20,0	250,0	1,16	-18,2
7,0	75,0	1,05	-4,4	22,4	290,0	1,17	-20,0
8,3	90,0	1,06	-5,4	23,1	300,0	1,17	-21,2
9,6	106,0	1,07	-6,4	23,7	320,0	1,18	-17,2
11,0	124,0	1,08	-7,5	24,9	331,0	1,19	-9,5
12,3	141,0	1,09	-8,5	26,1	352,0	1,20	-1,7
13,6	157,0	1,10	-9,8	26,6	360,0	1,21	0

$$H_n = \gamma_m H_m / \gamma_v,$$

По опыту гидрогеологических работ повторное засоление для компенсации расхода соли на самоопреснение следует производить через каждые два-три месяца. Концентрация заливаемого раствора должна составлять 25-30 %. В районе г. Норильска применяется другой прием: необходимая концентрация соли в скважинах поддерживается путем погружения в нее "гирлянды" мешочков с солью, пополняемых по мере растворения.

Контроль за опреснением производится путем химического анализа содержания хлора в периодически отбираемых пробах воды. Для косвенной проверки можно использовать данные уровенных наблюдений, поскольку уменьшение плотности воды при самоопреснении отражается на кривой колебания уровня. Следует, однако, подчеркнуть, что методика определения погрешности наблюдений статического уровня в скважинах с искусственной минерализацией не разработана, а в глубоких высоконапорных скважинах величина такой погрешности может достигать нескольких метров. Поэтому способ искусственной минерализации применим лишь при малой высоте столба воды в толще с отрицательными температурами мерзлых пород.

Замена воды в скважине. При небольшой глубине скважины воду в ней можно заменить нефтью, солярным маслом, сжатым воздухом и др. Замена воды незамерзающей жидкостью производится с пересчетом высоты столба вытесненной воды по формуле:

$$H_g = \gamma_m / \gamma_v$$

где H_m — высота столба жидкости в скважине; γ_m и γ_v — плотность соответственно масла и воды.

Непосредственное измерение уровня воды в заполненной солидолом скважине можно производить в водоподающем шланге или колонне газовых труб, устанавливаемых в скважине на период наблюдений и удаляемых из зон отрицательных температур после производства отсчетов.

Применение сжатого воздуха для вытеснения воды из скважины на период между наблюдениями требует надежной герметизации оголовка и обсадных труб. Сочетание двух последних способов [15] обеспечивает большую надежность измерения уровня воды в гидрогеологических скважинах, прошедших ММП небольшой мощности.

