

ОСОБЕННОСТИ КРИОЛИТОЗОНЫ СЕВЕРА РОССИИ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РИСКИ ПРИ ОСВОЕНИИ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Н.М. Давиденко, А.А. Дряев, О.А. Мамонова, А.И. Никонов
(ИПНГ РАН)

1. Вводные сведения

Многочисленные палеогеографические данные и региональные геокриологические сведения [1—6, 10, 13, 23, 27, 32, 34, 38, 43, 46, 49] указывают на то, что свойственная приполярным областям Земли криолитозона (пояс распространения многолетнемерзлых и охлажденных пород с отрицательной температурой, сохраняющейся в течение десятков, сотен лет и более) в ряде случаев содержит четкие следы воздействия глобальных циклов природных вариаций климата (чередующихся потеплений и похолоданий). По тем же данным, ярко освещенным Н.А. Шполянской [75] применительно к криолитозоне севера России, выясняется, что воздействие природных длиннопериодных макроциклов (длительностью несколько тысяч лет) климатических изменений осложняется относительно короткопериодными (сотни и десятки лет) циклами. Так, согласно результатам инструментальных наблюдений на севере Западной Сибири, обработанных Н.А. Шполянской, на фоне начавшегося с конца XIX в. глобального потепления климата отмечаются примерно тридцатилетние циклы, представленные так называемой эпохой потепления Арктики 30-х гг. XX в., похолоданием 60-х гг. и последующим потеплением (рис. 1).

Теоретическими исследованиями с использованием физико-математического моделирования и натурными наблюдениями Н.А. Шполянской [75], А.В. Павлова [46], Н.Н. Романовского [54], С.М. Фотиева [66], В.Н. Конищева [34], И.Д. Данилова и других отечественных геокриологов установлено, что реакция криолитозоны на изменения климата зависит, прежде всего, от интенсивности распространения и длительности проявления в ней колебаний температуры воздуха приземного слоя атмосферы [7—10, 12—20, 24, 25, 27]. Согласно известному закону Фурье, глубина распространения в многолетнемерзлых породах воздействия изменений температуры приземного слоя воздуха прямо пропорциональна их длительности и амплитуде колебаний. По данным Н.А. Шполянской [75], глобальное потепление климата (климатический оптимум), происшедшее от 8 до 5 тыс. лет назад в Западной Сибири, вызвало изменение температурного

В статье на основе обобщения литературных сведений, фондовых материалов и личных наблюдений по эталонным участкам нефтегазоносных районов севера России рассматриваются закономерности естественных изменений в пространстве и во времени главных параметров многолетнемерзлых пород, определяющих их устойчивость к воздействиям нефтегазового комплекса и вероятность проявления негативных геологических процессов.

In this article on the basis of generalization of the literary items of information, fund materials and personal supervision on reference sites of oil and gas areas of Russia North the laws of natural changes in space and time of the permafrost main parameters defined their stability to influence of an oil and gas complex and probability of display negative geological processes are considered (examined).

поля всей толщи многолетнемерзлых пород и привело к глубокому (до 80...150 м) их протаиванию сверху при значительном сокращении общей толщины криолитозоны южнее Северного полярного круга. Последовавшее за климатическим оптимумом похолодание, отмечавшееся между 4 и 2 тыс. лет назад в виде двух длившихся примерно по 750 лет холодных эпох с амплитудой понижения температуры воздуха около 2 °С, отразилось в Западной Сибири новым промерзанием с поверхности (до глубины 80...100 м) прежде оттаявших пород. Именно этим и объясняется разобщенность по вертикали (двухслойность) многолетнемерзлых пород региона.

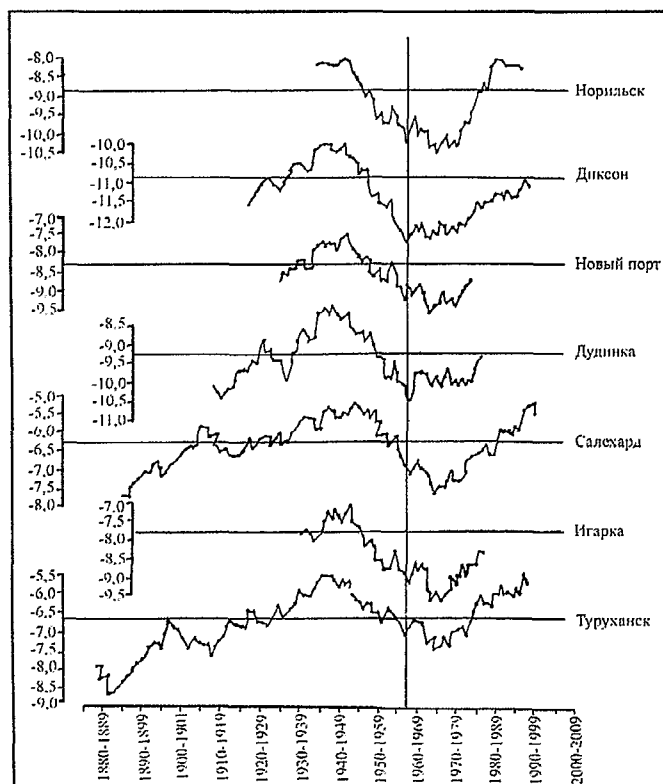


Рис. 1. Многолетние вариации температуры воздуха (t_a) по наблюдениям метеостанций севера Западной Сибири (скользящие средние десятилетия) за период от начала наблюдений (по Н.А. Шполянской)

Отмечавшиеся в течение последних двух тысяч лет более короткие (~350...400 лет) периоды похолодания и потепления с амплитудой колебания температуры воздуха около 1,0...1,5 °С в той или иной мере проявились лишь в верхних горизонтах криолитозоны [75]. Особенности этих проявлений зависят, прежде всего, от суммарной мощности многолетнемерзлых пород, температурного режима ниже горизонта нулевых годовых теплооборотов и других параметров криолитозоны (рис. 2). Кроме того, намечается определенная зависимость стационарности криолитозоны и динамики ее слоя сезонного протаивания от ландшафтных особенностей местности (рис. 3). Все это может в той или иной мере осложнять глобальную физико-географическую зональность криолитозоны [28—32, 34, 41, 44, 45, 50, 53, 54, 61,62]. К тому же на основании метода актуализма есть основания полагать, что проявления природных климатических макроциклов и происходящих на их фоне климатических мезо- и микровариаций существенно зависят от отепляющего влияния Атлантики и тихоокеанских вод. Подтверждением тому служат наибольшая толщина (до 1000 м и более) и стационарность главных параметров криолитозоны в центральных областях Субарктики — в пределах Восточной Сибири и Республики Саха (Якутия). В них в отличие от Западной Сибири и северо-восточной окраины Европы, климатический оптимум, имевший место от 8 до 5 тыс. лет назад, почти не проявился.

Таким образом, выясняется, что природные факторы, обуславливающие устойчивость криолитозоны к различным климатическим изменениям (в том числе и антропогенным), могут быть весьма невыдержанными даже в пределах одних и тех же физико-географических поясов и зон [35—37, 39, 44, 47, 56,

58—60, 64, 65, 67]. Подтверждением тому служат современные особенности многолетнемерзлых пород известных нефтегазоносных районов, рассматриваемых ниже.

2. Фактические данные о многолетнемерзлых породах основных нефтегазоносных областей России

Невыдержанность основных параметров криолитозоны в пространстве довольно четко проявляется на примере следующих нефтегазоносных областей:

приморской равнинной тундровой области Ямала и северо-восточной окраины Европы;

низменной тундровой и лесотундровой области Гыданского полуострова и Пур-Тазовского междуречья;

равнинной лесотундровой и северотаежной области Надым-Обского междуречья.

2.1. Основные параметры криолитозоны приморской равнинной тундровой области Ямала и северо-восточной окраины Европы

Территория п-ова Ямал вытянута в субмеридиональном направлении на 700 с лишним километров. Она представляет собой аллювиально-морскую равнину с серией реликтов морских и речных террас, сложенных песчано-суглинисто-глинистыми отложениями голоценового, средне-позднеплейстоценового и более древнего возраста. Поверхность Ямала слабо- и среднерасчленена, в значительной мере заболочена и обводнена. Вдоль северного и западного морских побережий Ямала на различных глубинах, в том числе и вблизи земной поверхности, встречаются засоленные песчано-глинистые отложения [8, 9, 12, 25, 51, 52].

Среднегодовая температура атмосферного воздуха

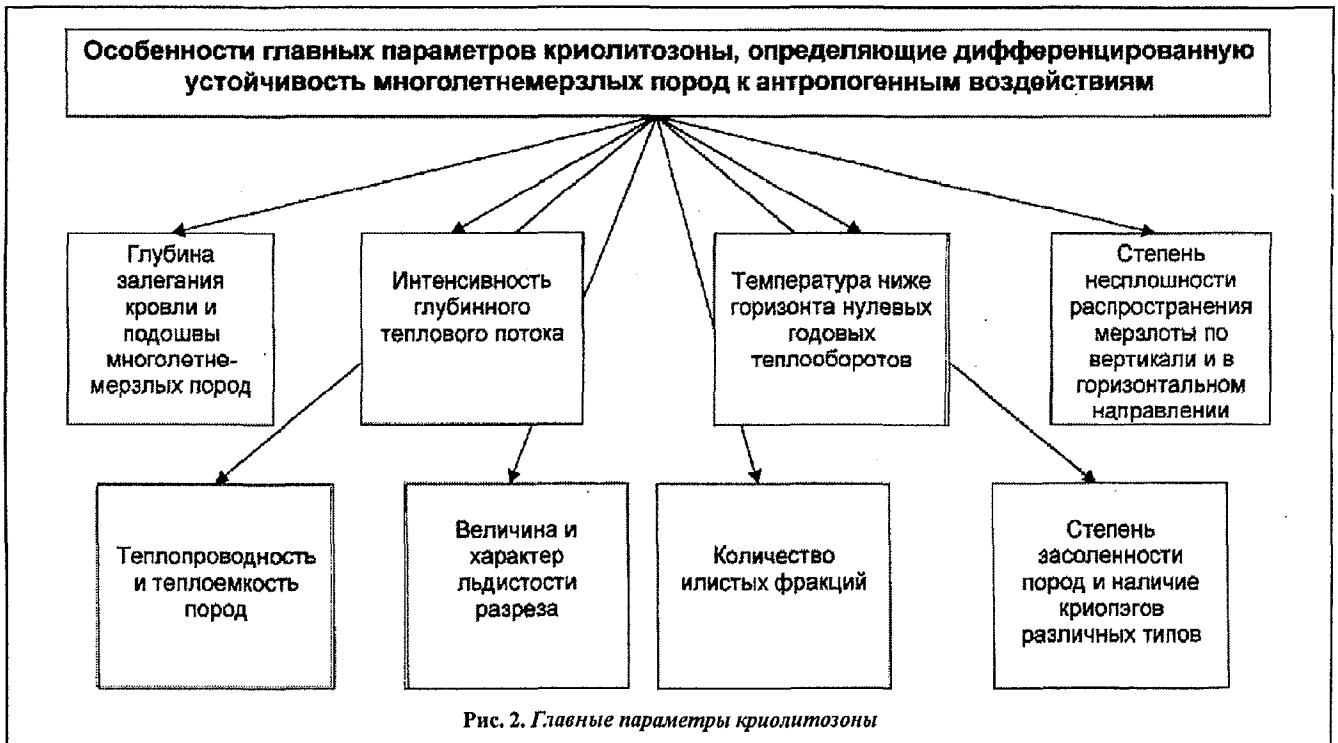


Рис. 2. Главные параметры криолитозоны



на севере Ямала около $-11,6^{\circ}\text{C}$, а на юге полуострова, у пос. Надым, около -8°C . Соответственно среднегодовая температура грунтов на севере Ямала -10°C , а на юге $-3,5^{\circ}\text{C}$.

Многолетнемерзлые породы Ямала представлены переслаиванием песчаных и глинистых пород с высоким содержанием илистых фракций и обильной льдистостью (около 30 % и выше).

В большей по площади северной части Ямала, вдоль юго-западной границы которой локализуются его основные углеводородные месторождения (рис. 4), многолетнемерзлые породы имеют в разрезе сплошное распространение, образуя сквозные талики лишь под крупными озерами типа Нейто и речными руслами. Несквозные гидрогенные и радиационно-тепловые талики отмечаются соответственно под речными руслами и площадными водоемами. В приморских районах некоторые талики с глубиной переходят в охлажденные ниже 0°C талые породы, насыщенные солеными водами.

Толщина многолетнемерзлых пород на водоразделах варьирует в основном около 250...300 м, а в речных долинах в пределах 200...250 м при температуре ниже слоя нулевых теплооборотов около $-7,5...-7,0^{\circ}\text{C}$. Льдистость пород очень высокая (иногда больше 50 %) при широком распространении полигонально-жильных и пластовых льдов, в том числе залежей толщиной до нескольких десятков метров и свыше 100 м по латерали [9, 11—13, 21, 25, 47, 48, 58, 63].

Вдоль низовьев основных рек и морских побережий распространены криопэги с высокой коррозионной агрессивностью.

В северной части Ямала наиболее низкая среднегодовая температура грунтов ($-6...-8^{\circ}\text{C}$) отмечается на плоскоповерхностных возвышенностях (вне зависимости от их абсолютной высоты, литологии слагающих толщ и типа доминирующих ассоциаций растительности). А в обширных понижениях рельефа, в ложбинах стока и долинах гидросети, среднегодовая температура грунта около $-4...-6^{\circ}\text{C}$. Вместе с тем проявляется прямая связь среднегодовой температуры многолетнемерзлых грунтов со степенью расчлененности рельефа. Также выясняется, что промерзание рек до дна с образованием ледового покрова толщиной около 2,0...2,3 м и сильным переохлаждением бортов речных долин затрудняет фильтрацию отепляющих дождевых вод и развитие сезонного протаивания грунтов.

По исследованиям ВСЕГИНГЕО буровых скважин вблизи оз. Нейто толщина многолетнемерзлых пород сплошного (в разрезе) распространения около 450 м. По тем же данным, в районе Бованенковского газоконденсатного месторождения верхние 200 м многолетнемерзлых пород характеризуются высокой общей льдистостью и наличием подземных ледовых массивов и ледяных залежей толщиной до нескольких десятков метров. Район локализации этого месторождения представляет собой аккумулятивно-эрозионную равнину с абсолютными отметками от 0,5...3,0 м в низких поймах

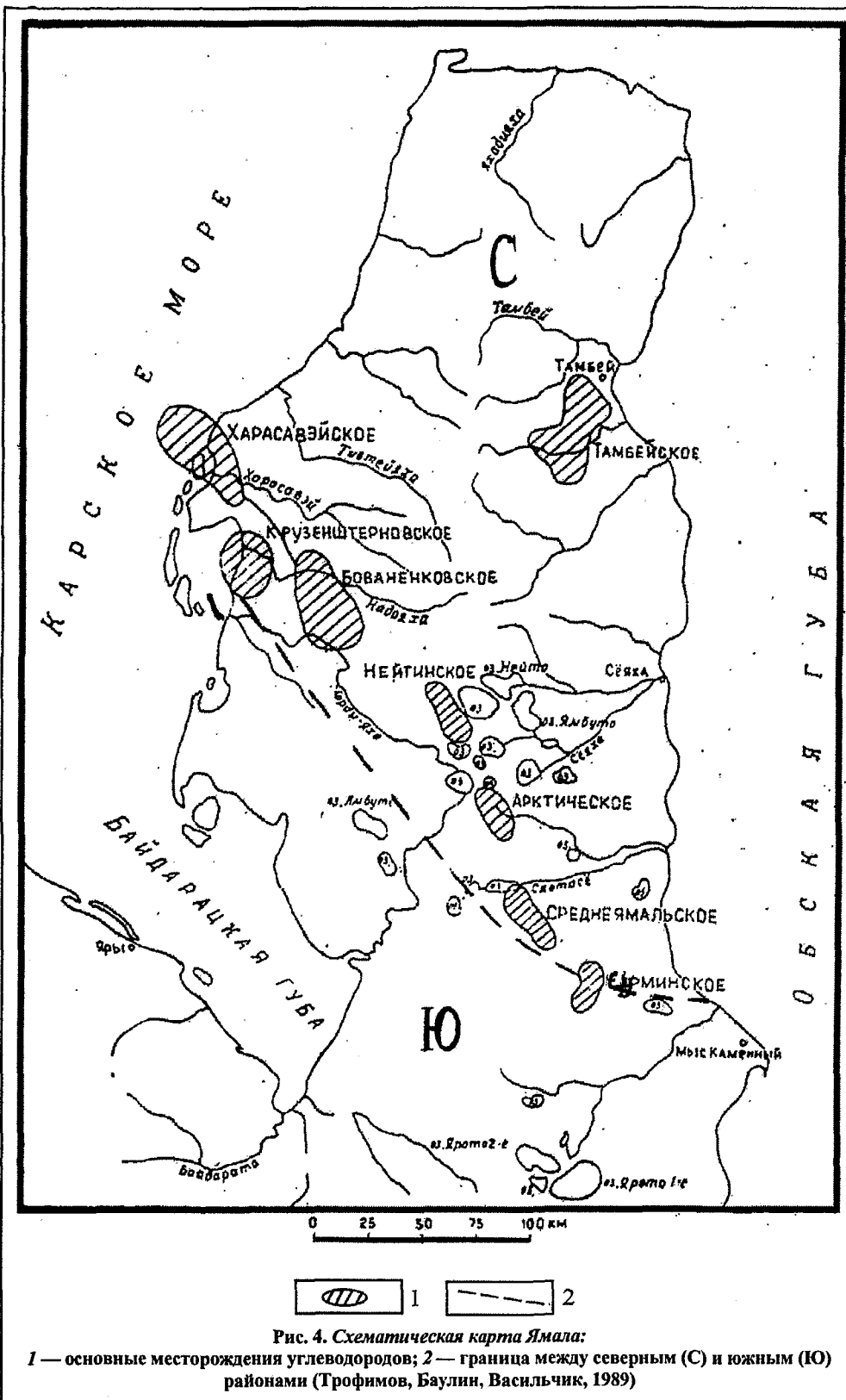


Рис. 4. Схематическая карта Ямала:

1 — основные месторождения углеводородов; 2 — граница между северным (С) и южным (Ю) районами (Трофимов, Баулин, Васильчик, 1989)

рек до 41...45 м на водораздельных пространствах. Его территория в значительной мере расчленена гидросетью и овражными системами, сильно заболочена и заозёрена. Она характеризуется обильным развитием бугров пучения (высотой около 3...10 м), термокарста, полигонально-валиковых и других криогенных образо-

ваний. Реки района мелководны (глубиной ~1,2...8,0 м, за исключением одной излучины р. Сяха глубиной 14 м), сильно меандрируют при среднем уклоне их продольного профиля 0,2 м/км и скорости течения в межень 0,1...0,2 м/с. В зимнее время они промерзают до глубины 2,3 м, т. е. на мелководье — до дна.

Имеющиеся в речных поймах района небольшие озера (площадью до 7 км² и глубиной около 4...6 м) относятся в основном к старичным или термокарстовым. На третьей морской террасе известны более глубокие (до 8...12 м) термокарстовые озера, широко распространены следы вытаивания мощных пластовых и повторно-жильных льдов, а также мезо- и микропроявления термоденудационных и криогенно-склоновых процессов.

Склоны террас на севере Ямала покрыты почти сплошным чехлом делювиально-солифлюкционных суглинков, в меньшей мере супесей с линзами торфа и обилием слаборазложившейся органики.

На севере приморских равнин сезонное протаивание многолетнемерзлых грунтов начинается в конце мая — первой декаде июня, достигая максимума в конце июля и прекращаясь в сентябре. Глубина сезонного протаивания в значительной мере зависит от характера почвенно-растительного слоя, гранулометрическо-

го состава грунтов, их увлажненности, дренированности местности и т. п. Так, при достаточно хорошем развитии мохово-торфяного слоя и песчано-глинистом составе среднеувлажненных многолетнемерзлых грунтов глубина их сезонного протаивания около 0,8...0,9 м [21, 42, 52, 69, 74], а в случае доминирова-

ния в разрезе пылеватых и мелкозернистых песков достигает 1,3...2,0 м. В то же время сезонное протаивание пылеватых сильно торфянистых песков не превышает 40...90 см.

Вместе с тем за период 1990—1995 гг. глубина сезонного протаивания возросла в пределах лайды на 10...30 см, а на первой морской террасе — на 10...50 см [52].

На примере Ямала подтверждается, что средняя годовая температура многолетнемерзлых пород зависит от длинно- и короткопериодных колебаний средней годовой температуры нижнего слоя атмосферы. Так, за 30 лет второй половины двадцатого столетия, в течение которых отмечались колебания средней годовой температуры атмосферного воздуха в пределах 2...4 °С, средняя годовая температура грунтов с некоторым запаздыванием отклонялась от многолетних значений на 0,5...1,0 °С. Например, по данным экспедиции ВСЕГИНГЕО, в 1978—1979 гг. на мысе Марре-Сале средняя годовая температура воздуха была -11,3 °С, что на 2,5 °С ниже среднемноголетнего значения. Соответственно температура грунтов на глубине 2 м в марте-апреле была -10...-14 °С, а на глубине 6 м — около -7 °С. По тем же данным, в нескольких скважинах, пробуренных в 1979 г. в пойме р. Морды-Яха, на подошве слоя годовых колебаний температура многолетнемерзлых пород равна -8 °С, что на 1 °С ниже обычной.

Сотрудниками экспедиций МГУ им. М.В. Ломоносова и ПНИИС установлено, что охлаждение грунтов с поверхности проявляет обратно пропорциональную связь с интенсивностью развития растительного покрова определенных типов, обуславливающих характер накопления и толщину снежного покрова. В частности, выяснено, что отепляющее влияние кустарниковой растительности многократно усиливается образующимся в пределах ее распространения мощным, обычно рыхлым снежным покровом. При этом температурный режим грунтов почти не связан с их гранулометрическим составом.

Получены непосредственные доказательства того, что образование в период теплого сезона временных (3...4 мес) водоемов глубиной около 0,3...0,5 м вызывает повышение температуры многолетнемерзлых пород на 0,5...2,0 °С.

По тем же данным, на пляже и лайде Ямала отмечается перемежаемость (в разрезе и по латерали) современных многолетнемерзлых и переохлажденных пород. Их суммарная толщина на приподнятых участках достигает 5...10 м и более, а температура — около -8,0...-6,2 °С. В понижениях первой морской террасы и лайд, где повышена толщина снежного рыхлого покрова, температура многолетнемерзлых пород от -2,4 до -4,7 °С. Их толщина на первой морской террасе около 40...100 м. Глубже отмечается регионально выдержанный горизонт охлажденных до -1...-3 °С пород, толщиной 100...150 м.

На мелководье омывающей Ямал Байдарацкой губы со среднегодовой температурой придонного слоя

воды около -0,5...-0,8 °С, до изобаты 3 м, распространены современные многолетнемерзлые осадки. Они залегают на охлажденных (морозных) породах с повышенной минерализацией поровых растворов. Глубже отмечаются реликты так называемой континентально-погруженной доголоценовой многолетней мерзлоты [21, 40, 41, 52].

Температура донных осадков Байдарацкой губы в зависимости от глубины воды изменяется от -0,1 до -2,9 °С, а толщина слоя годовых амплитуд колебаний температуры грунтов около 4...6 м.

В юго-западной части Байдарацкой губы, на островах Шараповы Кошки и Литке, а также на востоке губы, в пределах морской части Харасавэйского и Русановского газоконденсатных месторождений, бурением и термозондированием установлены многолетнемерзлые породы. Глубина залегания их кровли изменяется от 14 до 30 м (от дна губы), а температура около -2,0...-1,0 °С [40, 52]. В субаквальных многолетнемерзлых суглинках и глинах имеются прослои ледогрунтов и пластовые льды толщиной до 7,5 м.

Таким образом, на примере Ямала выясняются особенности воздействия ряда разнонаправленных факторов на естественное состояние геотермического режима многолетнемерзлых пород. Благодаря этим факторам, например, на Бованенковском газоконденсатном месторождении среднеинтегральное (фоновое) значение средней годовой температуры многолетнемерзлых грунтов варьирует в пределах 0...-8 °С [9]. Наиболее низкие температуры грунтов характерны для разноуровневых террасовых поверхностей, особенно для их сильно обдуваемых выступов с угнетенной, разреженной растительностью и резко уменьшенным снежным покровом.

В пределах обширных пойм рек Морды-Яха, Сёяха и других фоновое значение температуры многолетнемерзлых грунтов на 1,0...1,5 °С выше, чем на террасовых поверхностях (при значительном разбросе температуры грунтов в различных типах местности с неодинаковой растительностью и различной толщиной снежного покрова). Наиболее низкая температура (около -5...-7 °С) характерна для грунтов на участках развития травяно-сфаговых полигонально-валиковых болот с незначительным снежным покровом. Несколько выше (-3,0...-4,5 °С) температура грунтов на участках пойм вблизи линий водотоков и контуров водоемов. Еще выше (-2...-3 °С) температура грунтов на пляжах и береговых валах.

В хасыряях (чащах из-под осушенных карстовых озер) отмечается современное промерзание грунтов со скоростью около 12 м за 10...15 лет [9].

В менее суровой южной части Ямала также установлено, что средняя годовая температура многолетнемерзлых грунтов и горных пород зависит от длинно- и короткопериодных колебаний средней годовой температуры нижнего слоя атмосферного воздуха.

В засоленных мерзлых и охлажденных грунтах Ямала часто отмечаются линзы отрицательно-температурных незамерзших рассолов-криопэгов.

По данным ПНИИС [9], пылеватые пески п-ова Ямал, как и европейского северо-востока, соответствуют засоленным при $D_{sal} \geq 0,05$ %, а пылеватые супеси — при $D_{sal} \geq 0,1$ %. При замерзании поровых растворов в зависимости от их начальной концентрации, а также от геотермического режима и литологии вмещающих толщ некоторое количество растворенных солей выпадает в осадок, часть захватывается растущими кристаллами льда и консервируется в мерзлых породах, а какое-то количество солей может отжиматься в остаточный раствор и повышать его минерализацию. Начальное засоление при замерзании наиболее сохраняется в глинистых породах, а в песчаных может сильно изменяться благодаря отжатию растворенных солей из одних горизонтов и накоплению их в других. В итоге происходит образование на Ямале напорных криопэггов с минерализацией до 150 г/л, которые не замерзают и при охлаждении до -8 °С [9].

На большей части территории Бованенковского месторождения засоление морских осадков характерно практически для всего разреза криолитозоны (до 300 м и глубже). Верхняя часть этой засоленной толщи (170...200 м) находится в мерзлом состоянии, а нижняя (~90...110 м) — в охлажденном.

Содержание солей в морских мерзлых отложениях прямо связано с их глинистостью. При этом в слое годовых колебаний температуры засоление мерзлых грунтов повышено в 1,5...2,0 раза, что объясняется перераспределением солей по разрезу в процессе эпигенетического промерзания морских отложений. Кроме того, в случае избыточного увлажнения и существенного выщелачивания при криогенезе значительные изменения может испытывать и солевой состав морских отложений.

В многолетнемерзлых породах кровли подземных залежей пластовых льдов отмечается пониженная концентрация солей в поровых растворах, что связывается с разбавлением здесь поровых растворов мигрирующей напорной водой. В сезонно-талом слое морские плейстоценовые отложения на Ямале обычно рассолены.

В континентальных отложениях степень засоления аллювия по направлению к верховью рек понижается и хлоридный тип засоления меняется на хлоридно-сульфатный, а далее — на гидрокарбонатный. В пойменных осадках засоленность увеличивается с удалением от русла реки.

В долинах рек Ямала аллювий нередко подстилается засоленными породами, иногда вмещающими линзы криопэггов.

Озерные верхнеплейстоцен-голоценовые отложения региона в основном незасолены или характеризуются слабым хлоридно-сульфатным и чисто сульфатным засолением. Солифлюкционно-делювиальные супесчано-суглинистые грунты склонов, находящиеся в динамическом равновесии, по всей толщине (до глубины 1,5...2,0 м) содержат рассолы с гидрокарбонатно-натриевым составом солей.

Как известно, от степени и типа засоления грунтов в значительной мере зависят их устойчивость к механическим нагрузкам и степень коррозионной агрессивности, в том числе и по отношению к инженерным конструкциям.

Характерные для криолитозоны Ямала криопэги скважинами встречаются в виде изолированных линз на глубинах от нескольких до 215 м. Наибольшее количество их на территории Бованенковского месторождения отмечается на глубинах около 40...50 м в пойменных, реже в террасовых комплексах. Образование криопэггов связывается с промерзанием водонасыщенных морских песчано-глинистых отложений, отжатием из них рассолов, следствием чего в ряде случаев считается и формирование пластовых льдов. Накопление незамерзшей воды с постепенным повышением ее минерализации не исключается и за счет локального повышения температуры мерзлых засоленных пород.

Минерализация криопэггов в разноглубинных горизонтах и на различных участках при хлоридно-натриевом составе их солей варьирует от 15,0 до 90,0 г/л, их термический режим находится в диапазоне -1 ... -5 °С при криогенном напоре до 30 м.

По данным ПНИИС [9], во всех скважинах, вскрывших в контурах речных пойм криопэги, водопроявления сопровождаются выделением газа. Закономерности формирования, солевой состав и сохранность криопэггов определяются в основном генетическими особенностями и возрастом вмещающих пород, характером их засоления и геотермическим режимом в слое годовых колебаний.

Вместе с тем син- и эпигенетически мерзлые породы Ямала значительно различаются, прежде всего, по особенностям криоструктур. Так, доминирующие на поверхности большей части Бованенковского месторождения сингенетически мерзлые песчаные грунты содержат лед-цемент и имеют среднюю льдистость ~30...40 %. В то же время сингенетически мерзлые глины палеоценового возраста, встречающиеся на глубинах 109...160 м, относятся к слабольдистым.

Эпигенетически мерзлые пески третьей морской террасы выделяются массивной криотекстурой со степенью заполнения их пор льдом и незамерзшей водой около 0,6...1,0. Венчающие данный террасовый комплекс верхнеплейстоценовые морские глинистые отложения имеют наибольшую льдистость в приповерхностном горизонте, соответствующем слою годовых колебаний температуры грунтов. В верхах этого горизонта выделяется интервал сильнольдистых грунтов и ледогрунтов (толщиной около 1,0...2,0 м) слоистой или поясковой криотекстуры [9]. В морских глинистых отложениях района увеличение с глубиной степени льдистости обычно указывает на приближение к кровле пласта подземного льда. Сходные значения имеют соответствующее уменьшение влажности глинистых пород и понижение концентрации поровых растворов в них.

Размеры пластов подземных льдов в этих отложениях коррелируют с толщиной и особенностями криогенных текстур перекрывающих их глинистых пород. При этом с глубиной закономерно повышаются размеры, но убывает частота встречаемости ледяных шпиров.

На примере внутренних районов Ямала четко намечается зависимость криогенного строения, а также обильности и характера льдистости многолетнемерзлых пород от генетической принадлежности, фациальности и гранулометрического состава син- и эпигенетически промерзающих грунтов. Так, довольно однородные, хорошо промытые аллювиальные пески и супеси пойменных фаций с повышенным содержанием растительных остатков характеризуются значительным количеством льда-цемента и сегрегационного льда. К еще более льдистым относятся сингенетически мерзлые суглинки и глины, образовавшиеся в слабодренируемых поймах.

Пески озерного происхождения, особенно в своей верхней части (до глубины ~ 2...4 м), обладают слоистой криотекстурой и весьма значительной льдистостью, со степенью заполнения пор льдом около 1. Еще большую льдистость (> 0,4) имеют озерные оторфованные суглинки.

Для многолетнемерзлых пород различного генезиса характерны своеобразие и неодинаковая интенсивность проявления пластовых и повторно-жильных льдов [9, 24, 26, 33, 36, 37, 47].

Так, для низинных дельтово-прибрежно-морских в значительной мере пылеватых супесчаных, суглинистых отложений с линзами пылеватых песков и заторфованных грунтов при их высокой (~ 30...50 %) объемной льдистости и значительной степени (~ 0,7...1,0) заполнения пор льдом и незамерзшей водой характерно широкое распространение разнообразных (по форме и размерам выделения) пластовых льдов. Площадь отдельных залежей подземных льдов достигает 5...7 км² при их обычной толщине около 5 м, а иногда и 30...45 м [9]. Наибольшая толщина массивов подземных льдов установлена в останцах третьей морской террасы, меньшую толщину подземные льды имеют на второй аллювиальной террасе и еще меньшую — в пойменных отложениях крупных рек. При этом абсолютные отметки кровли большинства установленных подземных пластов льда находятся в интервале от +28 до -27 м, а подошвы — от +16 до -28,6 м [9, 35]. Иногда пластовые льды отмечаются и на более низких отметках, на глубинах около 150 м от современной дневной поверхности. По данным М.А. Коняхина [35], в долине р. Сёяха пласты подземного льда как бы выстилают днище своеобразной палеодепрессии.

На глубине 10...15 м под толщей аллювиально-прибрежно-морских супесей и суглинков установлен выклинивающийся пласт пресного льда (протяженностью до 500 м и толщиной ~ 10...15 м). Он содержит примеси песчаных грунтов и залегает на невыдержанном по составу слое песков толщиной ~ 10...15 м.

Вмещающие ледяной пласт грунты засолены, содержат линзы льда и большое количество напорных криопэггов.

Среди пластов подземных льдов в рассматриваемом районе наиболее обычны линзовидные залежи с четкими и ровными верхним и нижним ограничениями. Кроме того, отмечаются горизонтально залегающие ледяные пласты и линзы со своеобразным микроскладчатым осложнением. В заметно торфянистых толщах имеются и караваяобразные или неправильной с раздувами формы подземные льды, в той или иной мере деформирующие вышележащие породы.

Подземные ледяные залежи Ямала в большинстве случаев обладают четко согласующейся с литологией перекрывающих толщ слоистой криотекстурой, обусловленной соответствующим размещением во льду минеральных примесей и газовых включений.

Для подземных ледяных массивов сложной морфологии и неоднородного состава характерны сочетания горизонтально-слоистых и извилисто-микроскладчатых криотекстур, что связывается с особенностями их генезиса в промерзающих водонасыщенных толщах. В таких сложных залежах содержатся не только блоки чистого льда с газовыми включениями, но и лед с газовыми включениями и примесями вмещающих пород, а также ледогрунтовые блоки [9].

По данным Г.И. Дубикова и др. [9, 24], подземные пластовые льды Ямала в подавляющем большинстве случаев залегают на песках, а перекрываются глинистыми грунтами. Но для второй террасы нередко характерно залегание подземных пластовых льдов целиком в песчаных грунтах.

По тем же данным, подземные пластовые льды Ямала в основном пресные и ультрапресные при гидрокарбонатно-натриевом составе. Наименее минерализованными оказываются верхние горизонты подземных ледяных залежей, а в подошве залежей минерализация несколько повышена. Некоторое повышение минерализации намечается и в интервалах перехода чистого льда к ледогрунтам, что связывается с количеством примесей засоленных глинистых пород.

Вряд ли может вызвать сомнение тот факт, что особенности состава, строения и условий залегания подземных пластовых льдов Ямала, как и генезис криопэггов, в значительной мере связанные с перераспределением воды, содержащейся в вовлеченных в промерзание осадках приморских низменностей, представляющих собой измененные озерные, речные и, возможно, прибрежно-морские льды, погребенные песчано-пылеватыми эоловыми наносами холодных эпох.

Большого внимания заслуживают и свойственные криолитозоне севера России повторно-жильные льды. Они в глинистых и органогенных осадках верхнего 10-метрового горизонта криолитозоны иногда составляют около 30...35 % объема. Повторно-жильные льды в пределах значительных речных пойм обуславливают развитие полигонально-валикового рельефа, а в междуречьях находятся на участках трещинно-

полигонального безваликового рельефа с частыми признаками консервации и деградирования.

Повторно-жильные льды на плоских и слабовыпуклых, покрытых торфяниками поверхностях фиксируются несколько ниже (на 0,2...0,3 м) максимальной глубины сезонного протаивания многолетнемерзлых пород. В сингенетически промерзавших толщах они четко проявляют определенную зависимость интенсивности развития, особенностей строения и общих размеров от геоморфологии местности и ее палеогеографии. Так, для песчаных и песчано-супесчаных грунтов надпойменных террас отмечается сонахождение значительных по размеру ледовых и ледо-грунтовых жил. На дренированных участках высоких пойм и современных прирусловых песчаных отмелях фиксируются серии тонких, коротких ледяных, ледо-грунтовых и грунтовых жилок в верхнем горизонте многолетнемерзлых пород и более значительные грунтовые жилы в сезонно-талом слое.

Повторно-жильные льды в эпигенетически промерзавших грунтах характеризуются значительным сходством параметров вне зависимости от геоморфологических и других особенностей местности.

Для европейского северо-востока России, расположенного в сфере сложного, неустойчивого во времени и пространстве сочетания субатлантических и арктических погодообразующих факторов, согласно данным Н.Б. Какунова [28], характерна частая значительная изменчивость температуры приземного слоя атмосферного воздуха. На этой территории средне-многолетняя температура воздуха закономерно увеличивается в южном направлении (начиная с -8°C возрастает на 1°C с продвижением на каждые 125 км). На глубине нулевых годовых теплооборотов (7...13 м) отмечаются значительные вариации отрицательной температуры (от -7 до 0°C) горных пород и уровня нахождения их нулевой изотермы. Это объясняется в первую очередь сильной наследственностью (гистерезисом) палеогеографической неоднородности территории, а также отличиями состава, влажности и других особенностей промерзающих грунтов и охлаждающихся горных пород. На побережье Белого моря, у берегов Лизенского залива температура горных пород составляет $0...0,5^{\circ}\text{C}$, на берегу Чешской губы — около $-1,0^{\circ}\text{C}$, а восточнее, у берегов п-ова Канин понижается до $-1,1...-1,2^{\circ}\text{C}$.

На северо-восточной окраине Европы Н.Б. Какуновым и другими исследователями [28, 34, 45] выделяются четыре своеобразные геотермические зоны, различающиеся условиями формирования отрицательной температуры горных пород. Первая, наиболее северная зона характеризуется отсутствием в промерзавших породах пресных подземных вод. Она детально исследована в пределах низменного побережья Печорского и Карского морей, где средне-многолетняя температура воздуха изменяется от -4°C (на берегу Печорского моря) до -8°C (у берегов Карского моря) и широко распространены выходы палеозойских (в пределах Пай-Хоя) и пермо-триасовых формаций при

малой толщине четвертичных отложений. В этой приморской зоне на 95 % площади распространены горные породы с отрицательной температурой и подземными водами с минерализацией от 5 до 150 г/см^3 и более. Глубина распространения здесь многолетнемерзлых пород изменяется от 200 до 400 м, а температура на слое нулевых теплооборотов около $-3...-6^{\circ}\text{C}$. Наиболее низкие температуры зафиксированы в палеозойских породах коренных выходов Пай-Хоя.

В центральных районах европейского северо-востока России, главным образом в Большеземельской тундре с абсолютными отметками рельефа до 200 м и средне-многолетней температурой воздуха $-4...-6^{\circ}\text{C}$, выделяется зона охлаждения и промерзания горных пород, содержащих подземные воды со свободным и растворенным газом (в основном метаном). В ее пределах на дневной поверхности залегают четвертичные пески, глины и суглинки суммарной толщиной $\sim 150...-200$ м. Они подстилаются мезозойской слабо-литифицированной песчаниково-алевролитово-аргиллитовой толщей, вмещающей нефтяные и газовые месторождения. Пористость четвертичных и мезозойских горных пород этой зоны варьирует в интервале 15...30 %. Нижняя граница многолетнемерзлых пород находится на глубине 150...300 м. Их температура в слое нулевых годовых теплооборотов на севере изменяется от $0,5^{\circ}\text{C}$ до $-2,5^{\circ}\text{C}$, а на юге составляет около 0°C . У нижней границы многолетнемерзлых пород на основании исследования опорных скважин и теоретических построений предполагаются термобарические и гидрогеохимические условия, обеспечивающие образование газогидратов, препятствующих распространению климатического охлаждения в глубь земных недр. По тем же данным [28], в песчано-глинистых толщах нижняя граница вероятного гидратообразования может находиться ниже подошвы многолетнемерзлых пород, достигая глубин 400...700 м.

Как известно, газогидратоносная толща и в изменяющихся геотермических условиях обладает значительной инерцией самосохранения. Поэтому предполагается, что установившиеся в позднем плейстоцене весьма низкотемпературные климатические условия нефтегазоносных территорий с наступлением голоценового потепления (климатического оптимума) оказались неустойчивыми лишь у верхней границы криолитозоны, подвергавшейся протаиванию сверху. У нижней же границы криолитозоны с проявлениями довольно инертных газогидратов сохранялась геотермическая стабильность. К тому же газогидратная залежь, разрушающаяся вследствие повышения температуры, падения давления и т. п., поглощает тепло, обуславливая развитие многолетнемерзлых пород.

Согласно данным Н.Б. Какунова [28], в песчано-глинистых толщах нефтегазоносных районов северо-востока Европы суровые климатические условия плейстоцена ознаменовались промерзанием горных пород до глубины 150...300 м, а глубже развивалась

газогидратоносная толща 250...400 м, температура которой была близкой к 0 °С.

Особая геотермическая зона северо-востока Европы выделяется в пределах северной окраины Печорской равнины, низких гор и предгорий Урала и Пай-Хоя [28]. В контурах этой зоны абсолютные отметки рельефа варьируют от 100 до 500...600 м, средняя годовая температура воздуха на севере зоны –8 °С, а на юге –3 °С, количество осадков соответственно 400 и 500...600 мм. Для северной части данной геотермической зоны, на территории Пай-Хоя, характерно сплошное распространение многолетнемерзлых пород, сформировавшихся еще в очень низкотемпературных климатических условиях плейстоцена и продолжавших свое развитие в позднем голоцене. На остальной территории отмечается прерывистое и островное распространение только позднеголоценовых многолетнемерзлых пород максимальной толщиной 150...300 м, тогда как на Пай-Хое общая толщина многолетнемерзлых пород достигает 400 м. На некоторых участках данной зоны, на глубинах 60...80 м, имеются 20...60-метровые горизонты пород с высокой насыщенностью пресными подземными водами. Ниже их отмечаются горные породы с температурой около 0 °С.

На крайнем северо-востоке Европы выделяется своеобразная геотермическая зона, сложенная протерозойскими и ордовикскими породами западных склонов Полярного Урала с абсолютными отметками рельефа 500...600 м и более [28]. В ее пределах среднеголоценовая температура воздуха приземного слоя атмосферы изменяется от –7 до –2 °С, а среднемноголетняя сумма атмосферных осадков – около 700 мм. Нулевая изотерма этой зоны проявляет максимальное для северо-востока Европы распространение на глубину (до 600...800 м). На слое нулевых годовых теплооборотов температура горных пород изменяется от –7 до –2 °С [28].

2.2. Особенности криолитозоны тундровой и лесотундровой областей Гыданского полуострова и Пур-Тазовского междуречья

Многолетнемерзлые породы этих областей еще недостаточно изучены и могут быть охарактеризованы лишь на основании изложенных выше теоретических предпосылок и преимущественно косвенных сведений. Непосредственные данные имеются только по некоторым участкам. Так, согласно исследованиям скважин Г.И. Дубиковым [24], толщина многолетнемерзлых пород в долине нижнего течения р. Надым — 320 м, в Надым-Пурском междуречье — 400 м, в районе пос. Уренгой — 380 м, а среднегодовая температура грунтов этих участков варьирует в интервале –3...–1 °С.

На Тазовско-Туруханском водораздельном плато, в окрестностях пос. Янов Стан с мощным моховым покровом и редкими смешанными зарослями березы, ели и лиственницы, кровля многолетнемерзлых пород отмечается на глубине 2,2 м. В более южных районах,

на водоразделах и сложенных песчано-супесчаными грунтами надпойменных террасах с лесным покровом, кровля многолетнемерзлых пород установлена на глубине 10...20 м, а их температура около –0,6...–0,4 °С. В то же время на плоских безлесых участках надпойменных террас с торфяным покровом многолетнемерзлые породы развиты практически с поверхности [75].

Кроме того, на ряде крупных месторождений, в частности на Медвежьем, Западно-Заполярном, Юбилейном и Русском, толщина многолетнемерзлых пород соответственно на 130...140, 100...230, 220...230 и 80...100 м больше, чем на окружающих территориях [17, 18].

2.3. О многолетнемерзлых породах равнинной лесотундровой и северо-таежной областей Надым-Обского междуречья

В пределах этих областей вблизи Северного полярного круга, в частности на левом берегу Оби, установлено сплошное в разрезе распространение многолетнемерзлых пород толщиной около 400 м при их температуре –4...–1 °С [75]. В с. Березово, на участке захоронения А.Д. Меньшикова, в краевой части второй надпойменной террасы р. Северная Сосьва отмечаются лишь охлажденные до 0 °С породы, залегающие на глубине от 1,35 до 3,2 м.

В пойме р. Оби встречаются многолетнемерзлые породы толщиной от 15...20 до 80 м при их температуре от –1,7 до 0 °С [75].

На правом берегу Оби, в районе г. Салехарда многолетнемерзлые породы имеют двухслойное строение при их суммарной толщине 220...250 м и температуре –1,7...0 °С [75]. В южном направлении, в сторону Сибирских Увалов, мощность верхнего (современного) слоя многолетнемерзлых пород постепенно уменьшается до 20...10 м при соответствующем увеличении глубины залегания кровли нижнего (реликтового) слоя многолетнемерзлых пород до 200 м и более, а глубины залегания их подошвы до 300...400 м.

По данным Е.С. Мельникова и др. [41], в южной подзоне тундры Западной Сибири толщина многолетнемерзлых пород варьирует от 4,0...5,0 м (в пределах низких пойм) до 200...250 м на высоких террасах, а температура – от –1...–2 до –5...–6 °С. Под небольшими зарастающими озерами и топьяными болотами кровля многолетнемерзлых пород на 10...12 м ниже, чем за их пределами. Глубина сезонного протаивания изменяется от 0,2...0,3 в льдистом торфе до 1,5...1,8 м в слабодыстых песках.

Для северных районов лесотундры характерно почти сплошное распространение многолетнемерзлых пород. Их толщина варьирует от 40...45 в низких поймах средних по величине рек до 200...300 м и более на обедненных растительностью водораздельных пространствах, а температура колеблется от –0,5...1,0 до –5,5 °С. В пределах междуречий на глубине 80...100 м отмечается слой реликтовой криолитозоны, образовавшийся до голоценового климатического

ского оптимума. Глубина сезонного протаивания на участках торфяников составляет 0,2...0,5 м, а в местах доминирования слабовлажных песков достигает 2,0...2,5 м.

На участках понижения кровли многолетнемерзлых пород современное сезонное промерзание достигает глубины 1...3 м.

В южном направлении, с переходом к подзоне северной тайги, на общем фоне постепенного ослабления интенсивности развития криолитозоны неуклонно возрастает неоднородность параметров многолетнемерзлых пород междуречий и речных долин. Этим районам присуще чередование массивов сильнольдистых пород с водонасыщенными тальми породами. Лишь около 50 % площади междуречий характеризуются наличием многолетнемерзлых пород толщиной от 200...150 м до нескольких метров. Их температура в основном около -1°C , но на отдельных участках достигает $-4,0...-4,5^{\circ}\text{C}$.

Н.А. Шполянской [75] на примере Западной Сибири намечается увеличение в восточном направлении толщины многолетнемерзлых пород, в общем согласующееся с понижением кровли кристаллических пород и ослаблением глубинного теплового потока.

По данным А.Д. Дучкова и др. [26], в Западной Сибири южная граница почти сплошного распространения многолетнемерзлых пород междуречий примерно совпадает с изолинией среднегодовой температуры приземного слоя воздуха около $-2...-3^{\circ}\text{C}$. Южнее Северного полярного круга постепенно возрастает толщина талого слоя, разделяющего современную и древнюю реликтовую мерзлоту. Также в южном направлении увеличивается глубина залегания кровли современной многолетней мерзлоты и ослабевает глубинный тепловой поток. По тем же данным, в восточном и юго-восточном направлениях отмечается существенное понижение подошвы многолетнемерзлых пород. Очень значительная толщина многолетнемерзлых пород монолитного сложения характерна для Надым-Пурского междуречья. Так, на территории Ямсовейской нефтегазоносной площади и на водораздельных участках Уренгойского месторождения она варьирует в пределах 310...380 м. На более южных участках с развитием двухслойного строения многолетнемерзлых пород толщина их верхнего (современного) горизонта изменяется от 50 до 40 м. Ниже залегают тальные породы толщиной 15...20 м, подстилающиеся реликтовыми многолетнемерзлыми породами толщиной от первых сотен до первых десятков метров.

В известных нефтегазоносных районах Западной Сибири отмечаются четыре типа вертикальных изменений температуры многолетнемерзлых пород. Первый характеризуется постепенным повышением температуры с глубиной, второй отличается почти безградиентным температурным полем, третий имеет интервалы с отрицательным температурным градиентом, а четвертый выделяется безградиентным температурным полем, свойственным реликтам многолет-

немерзлых пород с температурой около 0°C . В частности, на левобережье р. Пур, в пределах Губкинского нефтегазового месторождения многолетнемерзлые породы по результатам исследования скв. 7 имеют толщину около 120 м и характеризуются безградиентным температурным полем.

Таким образом, на севере Ханты-Мансийского автономного округа, в междуречье субширотного интервала Оби и верховий рек Надым и Пур, выделяются прерывисто распространенные верхний (современный) и нижний (реликтовый) горизонты многолетнемерзлых пород, разделяющиеся тальми породами. Современные многолетнемерзлые породы отмечаются в основном на безлесых заболоченных участках и в корытообразных долинах мелких водотоков, в тыловых частях третьей и четвертой надпойменных террас.

Небольшие участки развития современных многолетнемерзлых пород известны и на левобережье широтного интервала Оби. Так, они установлены в виде сложенных сильнольдистыми торфами бугров пучения от 5...10 до 100...200 м в поперечнике и высотой около 1...5 м в долине р. Большой Салым и в междуречье Большого Балыка — Большого Югана.

Е.С. Мельниковым с соавторами [42] в Среднем Приобье отмечается довольно значительное распространение глубокозалегающих линз и массивов многолетнемерзлых пород. Установлены они и непосредственно в пойме Оби, главным образом на участках неотектонических опусканий с невысоким значением геотермического градиента ($2,5...3,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$). Севернее Сургута, под оз. Пультанхор буровыми работами вскрыты многолетнемерзлые породы на глубине 190...230 м, а в пределах Самотлорского месторождения они отмечаются на глубинах от 60...100 до 140...200 м. Южнее Сургута и Лямино гидрогеологическими скважинами многолетнемерзлые породы обнаружены на глубине 150...180 м, где они имеют толщину от 10 до 40 м. В районе Нефтеюганска скважиной на первой надпойменной террасе на глубине 140...165 м установлены тонкие прослойки льда [8]. Кроме того, на второй и третьей надпойменных террасах р. Большой Юган на глубине 83...97 м встречены мерзлые пески с прослоями льда, алевроиты и глины на ледовом цементе.

Таким образом, для богатейших нефтеносных районов Среднего Приобья характерно прерывистое и островное распространение глубокозалегающих многолетнемерзлых пород. Кровля их по электроразведочным и другим данным в бассейнах рек Салым, Балык, Большой Юган и др. находится преимущественно на глубине 120...150 м.

На юго-западе Среднего Приобья нижняя граница реликтовых многолетнемерзлых пород отмечается на глубинах 100...150 м.

В центральных районах Среднего Приобья, в бассейнах рек Аган и Тромчеган буровыми работами нижняя граница многолетнемерзлых пород установлена на глубине около 300 м.

Вблизи левого берега Иртыша глубина залегания подошвы реликтовых многолетнемерзлых пород около 150 м, а в Иртыш-Обском междуречье иногда превышает 200...300 м (у Еутских изб – 350 м при толщине около 100 м).

На юго-востоке Среднего Приобья, в Томской области, в бассейне р.Кеть, многолетнемерзлые породы отмечаются в пойме реки и на отдельных участках речных террас в окрестностях пос. Урлюково [18]. Глубина залегания их кровли изменяется от 170 до 294 м. Еще более значительная (до 450...500 м) глубина залегания подошвы многолетнемерзлых пород на востоке области, в бассейне рек Елогуй и Сым. В пределах Сымской нефтегазоносной площади известны случаи нахождения нижней границы многолетнемерзлых пород на глубине около 400 м при их толщине 190 м и более.

В Западной Сибири в восточном и северо-восточном направлениях намечаются увеличение толщины и глубины залегания подошвы многолетнемерзлых пород, а также соответствующее изменение величины геотермического градиента (от 5...6 °C/100 м в приуральских районах до 3,0...3,5 °C/100 м в центре Среднего Приобья и до 2,0...2,5 °C/100 м в приенисейских районах).

По данным В.Т. Балобаева [7], при устойчивой среднегодовой отрицательной температуре поверхности грунтов и горных пород особенности их промерзания обуславливаются физическими, теплофизическими свойствами пород, а также интенсивностью внутриземных тепловых потоков и длительностью охлаждения. При малой величине внутриземного теплового потока скорость промерзания в значительной мере зависит от влагоемкости пород. Ведь чем больше влагоемкость, тем существеннее фазовое тепловыделение — теплопоглощение и тем медленнее перемещение границы раздела фаз.

Согласно выводам В.Т. Балобаева [7], с доминированием в составе платформенного чехла Западной Сибири слаболитифицированных, высоковлажных осадочных пород коррелирует глубокая нестационарность температурного поля и фазового состояния образующейся многолетней мерзлоты. В таких случаях скорость движения границы фаз в 5...10 раз меньше скорости перемещения нулевой изотермы при отсутствии фазовых переходов.

С выводами современной геотермии хорошо согласуются результаты палеогеографических реконструкций, свидетельствующие о том, что в нефтегазоносных районах севера России максимально холодная эпоха (сартанская) и наиболее интенсивное промерзание пород имели место примерно 20...18 тыс. лет тому назад. Около 10...8 тыс. лет тому назад было значительное потепление (оптимум голоцена), вызвавшее деградацию доголоценовой многолетней мерзлоты. Но и в настоящее время в многолетнемерзлых породах севера России сохраняются "остаточное" максимальное охлаждение (сартанское) и соответствующее мерзлое состояние.

Вместе с тем известно, что локальное охлаждение горных пород возможно и вследствие сильной глубинной дегазации, а также при разложении газогидратов. Роль последних существенно зависит от динамики начальной глубины нахождения кровли газогидратной залежи и колебаний дневной поверхности, а также от изменения барического режима залежи.

Следовательно, в нефтегазоносных районах севера России довольно широко распространены разнообразные по составу и генезису многолетнемерзлые породы, часто с высокой льдистостью и большим количеством илистых фракций. Такие породы при изменении их термобарического режима, повышении влажности и т. п. сильно подвержены деструктивным криогенным процессам, особенно интенсивным в деятельном слое.

3. О главных причинах и возможностях предотвращения геоэкологических рисков в нефтегазоносных районах севера России

Главными причинами высокой вероятности геоэкологических рисков и антропогенных катастроф при освоении углеводородных месторождений севера России являются доминирование многолетнемерзлых пород в верхах кайнозойской толщи приморских равнин и чрезвычайная интенсивность современных криогенных морфо- и литопреобразующих процессов [22, 39, 41, 44, 45, 55, 57, 62, 68, 70—73]. Последние особенно активны в поверхностном слое сезонного протаивания, где их деструктивная роль более менее изучена и традиционно освещается в специальной литературе. Намного сложнее обстоит дело с выяснением особенностей развития криогенных процессов и возможностей предотвращения их опасных последствий в подошве протаивающих снизу многолетнемерзлых пород. Еще менее изучены особенности развития и вероятные негативные последствия криогенных процессов, характерных для боковых ограничений деградирующих массивов высокольдистых пород, инфильтрационных таликов, криопэгов и т. п.

Практика освоения нефтегазовых месторождений севера России свидетельствует о том, что очень опасные антропогенные процессы могут вызываться отепляющим влиянием добывающих и других скважин на высокольдистые породы и массивы подземных льдов. В нефтегазоносных районах Западной Сибири вокруг эксплуатационных скважин отмечается обогрев многолетнемерзлых пород в радиусе от нескольких десятков до первых сотен метров. Следствием этого нередко являются резкое снижение устойчивости горных пород, их существенное уплотнение и даже возникновение внутримерзлотных обрушений и поверхностных воронок с провалами буровых агрегатов. Еще более сильное деструктивное воздействие на многолетнемерзлые породы с образованием в них термоэрозийного кратера наблюдается при взрыве и горении газа аварийных скважин. В плане антропогенной активизации термопросадок, термокарста, термоэрозии и других опасных преобразований верхних горизонтов криолитозоны довольно существенными оказываются

создаваемые вблизи буровых земляные амбары для складирования производственных жидкостей, образующиеся вследствие производственной деятельности временные водоемы, возникающие очаги и полосы разрушения почвенно-растительного слоя, сильное загрязнение снежного покрова и другие явления, значительно снижающие естественное альbedo местности.

Действующие трубопроводы тоже могут оказывать отепляющее воздействие на многолетнемерзлые породы, что соответственно активизирует деструктивные процессы в криолитозоне [22]. Так, по данным А.Н. Козлова и др. [32], при диаметре наземного трубопровода 1120 мм и внутренней температуре транспортируемых углеводородов около 80 °С за 1 год глубина ореола протаивания среднелдыстых многолетнемерзлых пород в условиях Западной Сибири достигает 7...8 м. Согласно сведениям Д.С. Дроздова и др. [23], на территории Уренгойского месторождения, возле насыпей действующих трубопроводов температура грунтов заметно возрастает и становится близкой к 0 °С, что значительно снижает их устойчивость к механическим нагрузкам. Кроме того, нарушение вдоль трубопроводных трасс почвенно-растительного слоя, естественной толщины снежного покрова, природных дренаж способствует увеличению глубины сезонного протаивания, активизирует развитие термопросадок, термокарста, термоэрозии, термосолифлюкции и т. д.

Большого внимания в этой связи заслуживают и выполненные Н.Н. Хреновым с коллегами [32] на примере Ямбургского газоконденсатного месторождения исследования тепловых взаимодействий газопроводов с многолетнемерзлыми породами. Авторами анализировались случаи трубопроводной транспортировки газа как с положительной, так и с отрицательной температурой. Среднегодовая температура транспортируемого газа на разных промыслах изменялась от -5,1 до +4,8 °С. В итоге выяснилось, что в случае среднегодовой и минимальной температуры транспортируемого газа выше 0 °С во вмещающих трубопровод многолетнемерзлых породах образуются многолетние ореолы оттаивания.

Значительную опасность для инженерных конструкций, в том числе и трубопроводных, представляют и последствия промерзания оттаявших в теплый период пород, в частности развитие очагов выпучивания грунтов, криотурбации а также формирование суффозионных воронок и других деформаций, нарушающих состояние трубопроводов.

Очень деструктивно на металло- и бетоноконструкциях объектов нефтегазового комплекса, особенно трубопроводов, пересекающих различные ландшафтно-климатические зоны, сказывается и интенсивное морозное "растрескивание" (криогенное выветривание). Именно с ним в значительной мере связаны невозможность создания надежных универсальных антикоррозионных средств для магистральных трубопроводов севера России и самая высокая в мире их аварийность.

В заключение нужно отметить, что для сведения к минимуму вероятности геоэкологических рисков, связанных с криогенными процессами и явлениями в нефтегазоносных районах севера России, очень важно тщательно учитывать региональные и локальные особенности главных параметров криолитозоны (см. рис. 2). Косвенным показателем этих особенностей обычно являются специфические черты доминирующих морфоскульптур и криогенных ландшафтов, что нуждается в специальном рассмотрении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авенариус И. Г., Муратова М. В., Спасская И. И. Палеогеография Северной Евразии в позднем плейстоцене—голоцене и географический прогноз.— М.: Наука, 1978.
2. Ананьева Г. В., Украинцева Н. Г. Особенности распространения подошвенных таликов на территории Бованенковского месторождения // Материалы Первой конф. геокриологов России. — М.: МГУ, 1996. — Кн. I. — С. 80—92.
3. Антропогенные изменения климата. — Л.: Гидрометеиздат, 1987. — 403 с.
4. Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. — Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1971.
5. Арз Ф. Э., Ярков Ю. Н. Деформации речных берегов на Ямале // Линейные сооружения на вечномёрзлых грунтах. — М.: Наука, 1990. — С. 67—73.
6. Багрова Г. М. Особенности радиационного режима поверхности воды и суши. — Л.: ВГО, 1963. — Т. 95. — Вып. 1.
7. Балобаев В. Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы Северной Азии. — Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1991. — 194 с.
8. Баулин В. В. Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР. — М.: Недра, 1985. — 176 с.
9. Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала / В. В. Баулин, В. И. Аксенов, Г. И. Дубиков и др. — Тюмень: Изд-во Института проблем освоения Севера СО РАН, 1996. — Т. II. Геокриологические условия освоения Бованенковского месторождения. — 233 с.
10. Баранов И. Я. Геокриологическая карта СССР м-ба 5 000 000. — М.: ГУГК, 1970.
11. Белоухова Е. Б. Особенности современного развития многолетнемерзлых пород Западной Сибири // Материалы Второй Междунар. конф. по мерзлотоведению. — Якутск, 1973. — Вып. 2.
12. Брушков А. В. Засоленные многолетнемерзлые породы Арктического побережья, их происхождение и инженерно-геологические особенности: Автореф. докторской диссертации. — М.: МГУ, 1998. — 46 с.
13. Васильчук Ю. К. Позднечетвертичные синкриогенные толщи Севера Евразии: строение, изотопно-кислородный состав и условия формирования: Автореф. докт. дис. — М.: МГУ, 1991.
14. Воскресенский К. С. Современные темпы денудации равнин криолитозоны // Геоэкология Севера. — М.: МГУ, 1992. — С. 83—94.
15. Вялов С. С. Геологические основы механики грунтов. — М.: Наука, 1978. — 380 с.
16. Гарагуля Л. С., Пармузин С. Ю. Признаки оценки устойчивости территории к изменениям природных факторов и техногенным воздействиям в области вечной мерзлоты // Мерзлотные исследования. — М.: МГУ, 1980. — Вып. 19. — С. 53—58.

17. Геокриологическое районирование Западно-Сибирской плиты / Под ред. В. Т. Трофимова. — М.: Наука, 1987. — 222 с.
18. Геокриология СССР. Западная Сибирь / Под ред. Э. Д. Еришова. — М.: Недра, 1989. — 453 с.
19. Геология СССР. Западная-Сибирская низменность. — М.: Недра, 1964. — Ч. 1.
20. Гинсбург Г. Д. О геотермическом градиенте платформенных областей Севера Сибири // Ученые записки НИИГА. — 1968. — Вып. 13.
21. Григорьев Н. Ф. Криолитозона прибрежной части Западного Ямала. — Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения СО АН СССР, 1987. — 240 с.
22. Давиденко Н. М. Проблемы экологии нефтегазоносных и горно-добывающих регионов Севера России. — Новосибирск: Наука, 1998. — 223 с.
23. Дроздов Д. С., Коновалова Г. Ю., Чекрыгина С. Н. Изменение инженерно-геокриологических условий на территории Уренгойского месторождения при освоении // Эволюционные геокриологические процессы в Арктических регионах и проблемы глобальных изменений природной среды и климата на территории криолитозоны. — Пуццо, 1995. — С. 115—116.
24. Дубиков Г. И. Криогенное строение мерзлых толщ Севера Западной Сибири: Автореф. докт. дис. — М.: МГУ, 1984.
25. Дубиков Г. И., Иванова Н. В. Состояние и засоленность грунтов прибрежных участков Карского моря // Материалы Первой конф. по геокриологии России. — М.: МГУ, 1994. — Кн. 1.
26. Геотермия криолитозоны Западной Сибири / А. Д. Дучков, В. Т. Балобаев, Л. С. Соколова и др. // Эволюционные геокриологические процессы в Арктических регионах и проблемы глобальных изменений природной среды и климата на территории криолитозоны. — Пуццо, 1995. — С. 33—34.
27. Западная Сибирь. Инженерная геология СССР. — М.: Изд-во МГУ, 1976. — Т. 2. — 496 с.
28. Какунов Н. Б. Геотермическое районирование геокриологической провинции территории европейского Северо-Востока // Материалы Второй конф. геокриологов России. — М.: МГУ, 2001. — Т. 3. — С. 134—141.
29. Канев А. В., Алексеева Б. Н. Эколого-генетические особенности плоско-полигональных болот Ямала // Тез. докл. Съезда общества почвоведов России. — 1986. — Кн. 1. — С. 32—33.
30. Каплина Т. Н. Криогенные склоновые процессы. — М.: Наука, 1965. — 296 с.
31. Каплярская Ф. А., Тарноградский В. Д. Наземное и подземное оледенение Западно-Сибирской равнины в плейстоцене // Современное и древнее оледенение равнинных и горных районов СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1978.
32. Козлов А. Н., Пармузин С. Ю., Пустовойт Г. П., Хренов Н. Н. Тепловое взаимодействие газопроводов с вечномерзлыми грунтами на Ямбургском газоконденсатном месторождении // Материалы Второй конф. геокриологов России. — М.: МГУ, 2001. — С. 114—120.
33. Физические и физико-химические свойства пород криолитозоны газоконденсатных месторождений Ямала / В. В. Кондаков, О. А. Кондакова, О. М. Язынин, Л. Д. Яблонская, Ю. М. Грачев // Материалы Второй конф. геокриологов России. — М.: МГУ, 2001. — С. 145—191.
34. Конищев В. Н., Федоров В. М. Криолитологический анализ состава кайнозойских отложений с целью палеомерзлотных реконструкций. — М.: МГУ, 1995. — 199 с.
35. Коняхин М. А. Новые факты о ледниковом происхождении ископаемых залежей пластовых льдов Западного Ямала // Ледниковый литоморфогенез, палеогеография четвертичного периода, современные экзогенные процессы и их геологические аспекты. — Рига, 1991.
36. Коняхин М. А. Подземные льды и динамика криосистем // Геозкология Севера. — М.: МГУ, 1992.
37. Крицук Л. Н., Коростылев Ю. В. Особенности проявления криогенных процессов в районах развития мощных пластовых льдов // Изучение и прогноз криогенных физико-геологических процессов. — М.: Наука, 1986.
38. Кудрявцев В. А., Романовский Н. Н. Криолитозона шельфа Полярного бассейна // Проблемы геологии шельфа. — М.: Наука, 1975.
39. Лейбман М. О., Стрелецкая И. Д., Коняхин М. А. Оценка динамики поверхности Южно-Бованенковской структуры (средний Ямал) с 1949 по 1990 г. // Геоморфология, 1997. — № 2. — С. 45—48.
40. Мельников В. П., Спесивцев В. И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. — Новосибирск: Наука, 1995. — 196 с.
41. Мельников Е. С., Крицук Л. Н., Павлов А. В. Геокриологические и инженерно-геологические проблемы освоения Ямала. — М., 1990. — Вып. 3. — 53 с. (Обз. информ. / ВИЭЭМС).
42. Мельников Е. С., Ананьева Г. В., Пономарева О. Е. Распространение реликтового слоя многолетнемерзлых пород на территории Ханты-Мансийского автономного округа // Материалы Второй конф. геокриологов России. — М.: МГУ, 2001. — Т. 3. — С. 185—191.
43. Москаленко Н. Г. Антропогенная динамика растительного покрова Севера Западной Сибири. — Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 2000. — 230 с.
44. Мудров Ю. В., Горбунов А. П. Криогенный рельеф как индикатор колебаний климата и изменения мерзлотных условий // Материалы Второй конф. геокриологов России. — М.: МГУ, 2001. — С. 205—211.
45. Оберман Н. Г. Внутривековая динамика мерзлой зоны европейского Северо-Востока России // Материалы Второй конф. геокриологов России. — М.: МГУ, 2001. — С. 212—217.
46. Павлов А. В., Дубровин В. А. Использование метода натуральных аналогий для оценки режима инженерно-геокриологических условий проектируемой трассы газопровода на Ямале // Методы инженерно-геологической съемки. — М.: Недра, 1990.
47. Пармузин С. Ю., Суходольский С. Е. Пластовые льды Северного Ямала и их роль в формировании рельефа // Пластовые льды криолитозоны. — Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения СО АН СССР, 1982. — С. 51—61.
48. Перлова Е. В. Особенности газосодержания многолетнемерзлых пород на примере северо-западной части Ямала: Автореф. канд. дис. — М.: МГУ, 2001.
49. Полуостров Ямал (инженерно-геологический очерк) / Под ред. В. Т. Трофимова. — М.: МГУ, 1975. — 216 с.
50. Попов А. И. Четвертичный период в Западной Сибири // Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири. — М.: МГУ, 1959.
51. Природа Ямала / Под ред. Л. Н. Добринского. — Екатеринбург: Наука, 1995. — 436 с.
52. Природные условия Байдарацкой губы. Основные результаты исследований для строительства подводного перехода системы магистральных газопроводов Ямал — Центр. — М.: Геос, 1997. — 432 с.
53. Романовский Н. Н. Эрозионно-термокарстовые котловины на севере приморских низменностей Якутии и Новосибирских островах // Мерзлотные исследования. — 1961. Вып. 1. — С. 124—144.
54. Романовский Н. Н. Подземные воды криолитозоны. — М.: МГУ, 1983.

55. Савельев В. С. Влияние грунтовых вод на устойчивость склонов и возведенных на них сооружений в районах распространения вечномерзлых грунтов // *Строительство в районах Восточной Сибири и Крайнего Севера*. — 1989. — № 4.
56. Совершаев В. А. Роль штормовых нагонов редкой повторяемости в динамике морских берегов // *Природные основы берегозащиты*. — М.: Наука, 1987. — С.131—137.
57. Солнцева Н. Т. Добыча нефти и геохимия природных ландшафтов. — М.: МГУ, 1998. — 365 с.
58. Соломатин В. И., Коняхин М. А., Николаев В. И., Михалев Д. В. Условия залегания и состав пластовых льдов на п-ове Ямал // *Материалы гляциологических исследований*. — М.: МГУ, 1993. — № 7.
59. Ставицкий Б. П., Дьяконов В. Д. О геотермическом режиме верхней части разреза района Широкого Приобья // *Вопросы геологии бурения и добычи в зоне мерзлых пород на нефтяных и газовых месторождениях Западной Сибири*. — Тюмень, 1968.
60. Суздальский О. В. О генезисе моренных суглинков и подстилающих их отложений на Севере Западной Сибири // *Тр. ин-та геологии Арктики*. — Л., 1974. — Вып. 3. — С. 27—33.
61. В. Т. Трофимов и др. Полуостров Ямал (инженерно-геологический очерк). — М.: МГУ, 1975.
62. Трофимов В. Т. Закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий Западно-Сибирской плиты. — М.: МГУ, 1977. — 300 с.
63. Трофимов В. Т., Баду Ю. Б., Дубиков Г. И. Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты. — М.: Недра, 1980. — 240 с.
64. Уваркин Ю. Т. К истории развития термокарстовых образований в арктической тундре Западной Сибири // *Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии*. — М.: МГУ, 1973.
65. Фельдман Г. М. Прогноз температурного режима грунтов и развития криогенных процессов. — Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1977. — 370 с.
66. Фотиев С. М. Возможные изменения температурного поля криогенной области России при глобальном потеплении климата // *Криосфера Земли*. — 2000. — Т. 4, № 3. — С. 14—29.
67. Фролов А. Д. Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. — Пуццо: Изд-во ПНЦ РАН, 1998. — 515 с.
68. Цытович Н. А. Механика грунтов. — М.: Высшая школа, 1979. — 530 с.
69. Чеховский А. Л. О распространении многолетнемерзлых пород под шельфом Карского моря // *Геокриологические исследования при инженерных изысканиях: Тр. / ПНИИС*. — М., 1977. — Т. 18.
70. Газовая компонента толщ мерзлых пород в пределах Бованенковского газоконденсатного месторождения (п-ов Ямал) / Е. М. Чувиллин, В. С. Якушев, Е. В. Перлова, В. В. Кондаков. // *Докл. РАН*. — 1999. — Т. 369, № 4. — С. 522—524.
71. Экспериментальное изучение нефтяного загрязнения мерзлых пород / Е. М. Чувиллин, Е. С. Микляева, Е. В. Козлова, А. Инстанес // *Материалы Второй конф. геокриологов России*. — М.: МГУ, 2001. — Т. 1. — С. 163—169.
72. Комплексное исследование реологических и адгезионных свойств нефтей в диапазоне температур кристаллизации А. М. Шаммазов, С. Е. Кутуков, А. А. Арсентьев, Г. Х. Самигуллин, А. А. Шматков // *Нефть и газ*. — 1998. — № 4. — С. 63—72.
73. Шешина О. Н. Оценка экологической опасности от воздействия на поверхность криолитозоны при общем освоении Западной Сибири // *Материалы Второй конф. геокриологов России*. — М.: МГУ, 2001. — Т. 4. — С. 323—329.
74. Швецов П. Ф. Вводные главы к основам геокриологии // *Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры*. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — Вып. 1.
75. Шполянская Н. А. Мерзлая зона литосферы Западной Сибири и тенденции ее развития. — М.: МГУ, 1981. — 186 с.

УДК 622.276.031.011.43:53.082.79

ОСОБЕННОСТИ РАДИОИЗОТОПНОГО КОНТРОЛЯ НАСЫЩЕННОСТЕЙ СЛОИСТО-НЕОДНОРОДНЫХ МОДЕЛЕЙ НЕФТЯНЫХ ПЛАСТОВ

Г.И. Чернышев, А.Я. Хавкин
(ИПНГ РАН)

В процессе постоянного совершенствования методов и устройств, используемых для лабораторного контроля насыщенности пористой среды флюидами как наиболее современные выделились радиометрические методы и установки неразрушающего контроля, дающие полное представление о распределении флюидов в моделях пласта, в том числе при пластовых условиях [1—8].

Радиационные методы исследований обеспечивают бесконтактный способ измерения фильтрационно-емкостных свойств пористой среды передвижным на-

Проведен анализ методик определения насыщенности физических моделей пористых сред с применением радиоизотопных меток. Предложен подход для повышения точности определения насыщенности при двухфазной фильтрации в цилиндрической модели двойного пласта за счет введения промежуточного прослоя с особыми свойствами.

ружным (по отношению к модели) детектором, на который не воздействуют внутренние физико-химические условия в модели пласта. Соответствующий подбор индикаторов (радиоактивных меток) позволяет сохранить условия фильтрации.

Интенсивность замеренного радиоактивного излучения прямо связана с насыщенностью модели пласта меченой жидкостью. Сканирование вдоль линейной модели позволяет получить картину распределения насыщенности. Несомненным достижением является создание ряда методик, дающих возможность одно-