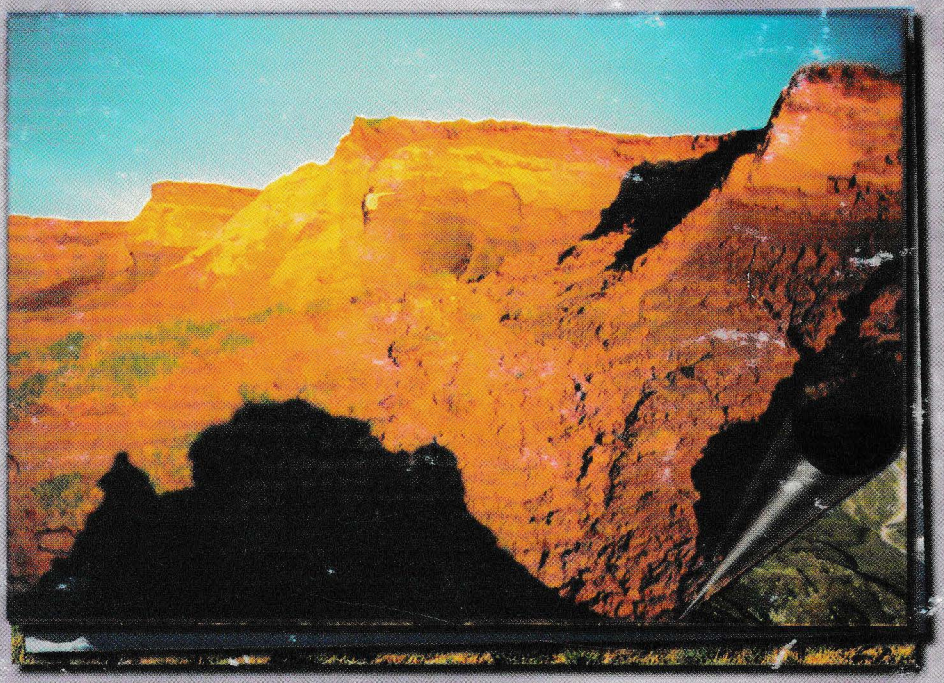
КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ



2

АПРЕЛЬ–ИЮНЬ

ТОМ III, 1999

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор
В.П. Мельников

Заместители главного редактора:
Р.М. Каменский *В.М. Котляков*

Ответственный секретарь *С.М. Фотиев*

Члены редколлегии:

В.Р. Алексеев, Ф.Э. Арэ, В.Т. Балобаев, М.К. Гаврилова, Д.А. Гиличинский, С.Е. Гречищев, А.Д. Дучков, Э.Д. Ершов, И.А. Зотиков, В.Ю. Изаксон, В.Н. Конищев, Ф.Н. Лещиков, Е.С. Мельников, А.В. Павлов, Г.З. Перльштейн, Н.Н. Романовский, И.Г. Соловьев, Н.Г. Соломонов, А.Д. Фролов, Л.Н. Хрусталев

Адрес редакции: 117312, Москва, ул. Ферсмана 11, корпус 2, кв. 68
Объединенный научный совет по криологии Земли РАН
Редакция журнала „Криосфера Земли". Тел. (095)124-54-22

Зав. редакцией *О. А. Кислова*
Художественный редактор *М. Г. Рудакова*
Технический редактор *О. М. Варакснна*
Компьютерная верстка *С. Ю. Арнгольд*
Корректор *В. В. Борисова*

Фотография на обложке *Ю.К. Васильчук*
Обнажение Сеяхинской едомы на побережье Обской губы. 3 часа ночи

Подписано в печать 25.05.99. Формат 60×84 1/8. Офсетная печать
Печ. л. 12,3. Уч.-изд. л. 11,9. Тираж 200 экз. Заказ № 432
Журнал зарегистрирован в Государственном Комитете
Российской Федерации по печати 06.05.97. Регистр. № 016072

Научно-издательский центр ОИГГМ СО РАН, 630090, Новосибирск, проспект Академика Коптюга, 3,
тел: 39-64-30, e-mail: criosph@uiggm.nsc.ru

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ КРИОСФЕРЫ ЗЕМЛИ СО РАН

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

Основан в январе 1997	Периодичность 4 вып. в год	Том III, № 2	Апрель—Июнь 1999

СОДЕРЖАНИЕ

ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

Васильчук Ю.К. Модель циклически-пульсирующего формирования сингенетических толщ с мощными повторно-жильными льдами 3

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

Марченко С.С. Современное и ожидаемое в XXI в. изменение мерзлотно-климатических условий в Северном Тянь-Шане 13

Романовский Н.Н., Холодов А.Л., Гаврилов А.В., Тумской В.Е., Хуббертен Г.В., Кассенс Х. Мощность мерзлых толщ восточной части шельфа моря Лаптевых (*результаты моделирования*) 22

Коновалов А.А., Данилов И.Д. Трансгрессии и регрессии Арктического бассейна как причина многослойного строения мерзлых толщ севера Западной Сибири 33

ПОВЕРХНОСТНЫЕ И ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ КРИОЛИТОЗОНЫ

Фотиев С.М. Закономерности формирования ионно-солевого состава природных вод Ямала 40

НАДЕЖНОСТЬ ОСНОВАНИЙ И СООРУЖЕНИЙ В КРИОЛИТОЗОНЕ

Власов В.П., Перльштейн Г.З., Попов Ю.А. Проблемы устойчивости сооружений на северо-востоке России 66

СВОЙСТВА ЛЬДА И МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Горелик Я.Б., Колунин В.С. Об условиях существования жидкой фазы во льду 71

Воронков О.К. Использование комплекса геофизических характеристик для оценки деформируемости льдонасыщенных крупнообломочных грунтов 82

ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

Втюрин Г.М. Палеокриогенез и палеопочвообразование в таежных почвах северо-востока Европы 86

Москаленко Н.Г. Влияние прокладки газопровода на гидротермический режим Западно-Сибирских северо-таёжных почв 97

ХРОНИКА

Гаврилова Мария Кузьминична (*к 70-летию со дня рождения*) 101

ИЗДАТЕЛЬСТВО СО РАН
НИЦ ОИГГМ СО РАН
НОВОСИБИРСК

SIBERIAN BRANCH
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
EARTH CRYOSPHERE INSTITUTE

SCIENTIFIC JOURNAL
EARTH CRYOSPHERE

Founded in January 1997	Quaterly	Vol. III, № 2	April—June 1999

CONTENTS

PROBLEMS OF EARTH CRYOLOGY

Vasil'chuk Yu.K. The model of cyclic-pulsing formation of syngenetic permafrost thickness with large ice-wedges 3

REGIONAL PROBLEMS OF EARTH CRYOLOGY

Marchenko S.S. Changes of permafrost-climatic conditions in the northern Tien Shan: recent and expected for 21th century 13

Romanovskii N.N., Kholodov A.L., Gavrilov A.V., Tumskoy V.E., Hubberten H.-W., Kassens H. Ice-bonded permafrost thickness in the eastern part of the Laptev Sea shelf (results of computer modeling) 22

Konovalov A.A., Danilov I.D. Transgressions and regressions of the Arctic basin as the cause of multilevel structure of permafrost sequences in West Siberia 33

SURFACE AND GROUND WATERS OF CRYOLITHOZONE

Fotiev S.M. The regularities in the formation of natural waters of ionic-salt composition, Yamal peninsula. 40

RELIABILITY OF BASEMENTS AND STRUCTURES IN CRYOLITOZONE

Vlasov V.P., Perlshtein G.Z., Popov G.A. Construction stability problems in the Russian North-East. 66

ICE AND FROZEN SOIL PROPERTIES

Gorelic Ya.B., Kolunin V.S. About conditions of liquid phase existence in ice . . . 71

Voronkov O.K. Complex geophysical parameters of for estimation of deformability of ice-saturated coarse clastic soils 82

PALEOCRYOGENESIS AND SOIL FORMATION

Vtyurin G.M. Paleocryogenesis and paleopedogenesis in taiga soils of the European Northeast 86

Moskalenko N.G. The impact of gaspipeline on the hydrothermal regime of West Siberian northern taiga soils 97

CHRONICLE

Gavrilova Mariya K. (*on the 70th anniversary*) 101

PUBLISHED BY SIBERIAN BRANCH RUSSIAN
ACADEMY OF SCIENCES
SPC UIGGM SB RAS
NOVOSIBIRSK

© Сибирское отделение РАН, 1999
© Институт криосферы Земли СО РАН, 1999
Криосфера Земли, 1999

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 3—12

ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.345:557.79

МОДЕЛЬ ЦИКЛИЧЕСКИ-ПУЛЬСИРУЮЩЕГО ФОРМИРОВАНИЯ СИНГЕНЕТИЧЕСКИХ ТОЛЩ С МОЩНЫМИ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫМИ ЛЬДАМИ

Ю. К. Васильчук

Московский государственный университет, геологич. и географ. ф-ты, 119899, Москва, Воробьевы Горы, Россия
Отдел теоретических проблем, РАН, 121002, Москва, Денежный переулок, 12, Россия

Сингенетические толщи с мощными повторно-жильными льдами формируются макроциклически при переменчивом субаэральном и субаквальном режиме. Основной рост ледяных жил происходит во время субаэральной фазы, когда накапливается торф или оторфованные отложения. Периодически режим сменяется субаквальным, когда накапливаются гравий, песок, супесь, суглинки, глины. В этот период жилы консервируются или накапливаются очень слабо. При возобновлении субаэрального режима активный рост жил возобновляется.

Сингенетические толщи, повторно-жильные льды, макроцикличность

THE MODEL OF CYCLIC-PULSING FORMATION OF SYNGENETIC PERMAFROST THICKNESS WITH LARGE ICE-WEDGES

Yu. K. Vasil'chuk

Moscow State University, Faculties of Geology and Geography, 119899, Moscow, Vorob'yovy Gory, Russia
The Theoretical Problems Department RAS, 121002, Moscow, Denezhnyi pereulok, 12, Russia

Syngenetic thickness with large ice wedges form during big pulses of subaqueous deposition alternating with subaerial conditions macrocyclically. Syngenetic ice-wedge growth proceeds subaerially during the accumulation of peat or peaty sediments. Periodically, when gravel, sand, sandy loam, loam, silt, and clay are deposited under subaqueous conditions, ice-wedge growth decreases or stops. When the subaerial regime returns, ice-wedge grow again.

Syngenetic permafrost, ice wedges, macrocyclically formation

ВВЕДЕНИЕ

Согласно классической модели сингенетического накопления осадков, предложенной А. И. Поповым и Е. М. Катасоновым процесс промерзания осуществляется „пачками", что принято объяснять соотношением осадконакопления и цикличного изменения глубины протаивания деятельного слоя за ряд лет. При этом мощность приращения снизу синкриогенной пачки объясняется соотношением „...изменения глубины протаивания, т. е. его цикличности за ряд лет и скорости накопления осадков. Чем больше амплитуды цикличности, тем продолжительнее каждый цикл и чем больше скорость накопления осадков, тем крупнее будут „пачки", переходящие в вечномерзлое состояние" [*Попов, 1967, с. 224*]. Там же ранее А. И. Попов, рассматривая процесс сингенетического формирования мощных ледяных жил, заключает „...образование полигонально-жильного льда происходит в период, когда поверхность террасы переживает пойменную стадию и на ней происходит накопление осадков. С прекращением пойменного режима и накопления осадков останавливается и рост льда" [*Попов, 1967, с. 98*]. Еще ранее в своей классической работе, посвященной особенностям криолитогенеза аллювиальных равнин, А. И. Попов отмечал „...об одновременности накопления пойменных осадков и тре-

© Ю. К. Васильчук, 1999

щинно-полигонального льда" и далее: „...Одинаковый фациальный состав пойменных осадков, выдержанный иногда на десятки метров по вертикали, доказывает, что формирование всей толщи происходило при неизменном (или мало изменяющемся) пойменном режиме, что каждый слой в свое время был отложен в половодье на полигональной поверхности поймы и что последняя перемещалась все выше и выше" [*Попов, 1953, с.34*].

ЦИКЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЕДОМНЫХ ТОЛЩ

Впервые мысль о не столь уж однородном режиме осадконакопления в период формирования мощных сингенетических повторно-жильных льдов возникла у нас при анализе строения обнажения едомы в разрезе Зеленый Мыс в 1983 г. Вследствие очень удачного и полного вскрытия разреза в сентябре, а также очень контрастной картины, подчеркнутой рано установившимся снежным покровом, были очень явно видны три яруса в строении вмещающей жилы толщи [*Васильчук, 1992, т. 2, Прил. 110*]. Более темные прослои в строении разреза были представлены сильно оторфованными коричневыми супесями с вертикально стоящими корешками трав и мхами. Одной из важных черт этих обогащенных органикой (кстати, здесь же встречены и скопления мамонтовых костей) прослоев было наличие грунтовых жил, образующих как бы гребенку зубчиками вниз. Размер зубьев грунтовых жил составляет 1,5—1,7 м в высоту и 0,3—0,4 м в ширину в верхней части. Аналогичные зубья нам довелось наблюдать в верхней части аласа у Дуванного переката. Здесь они были несколько меньших размеров 0,5—0,6 м в высоту и 0,1—0,2 м в ширину и отходили вниз от подошвы голоценового торфяника, перекрывающего озерную (озерно-таберальную) голоценовую толщу (параллельно грунтовым жилам здесь также залегают ледяные жилы, высотой около 4 м). Таким образом, „гребенка" — морфологический признак, демонстрирующий общность черт развития аласа и отдельного субаквально-субаэрального цикла в толще едомы, т. е. едому в ряде случаев можно рассматривать как серию последовательно формировавшихся аласных толщ. Также зубчатое строение нижней части торфяных слоев отмечено в едомной толще в разрезе позднеплейстоценовой террасы Быковского п-ова, включающей мощные ярусные сингенетические повторно-жильные льды. Интересно, что в этом разрезе отмечено от 3 до 5 горизонтов, представленных переслаивающимися песками, супесями, слоями с комочками торфа, глин [*Васильчук, 1992*]. Особое наше внимание привлекли слои, представленные крупным и мелким гравием, часто гравием насыщены и горизонты песков или глин. Интересно, что встречено два слоя торфа, подстилающего гравийные толщи; в грунтовых-торфяных жилах, отходящих вниз от подошвы этих двух торфяных слоев, отмечается повышенное содержание гравия.

Для понимания характера осадконакопления и режима формирования жил в едомной толще интересно рассмотреть строение разреза лайды, возвышающейся над современным пляжем губы Буор-Хая на 1 м. Здесь сверху залегает торф мощностью до 0,6—0,7 м, включающий ростки жильных льдов, над которыми располагаются грунтовые жилки. Над торфом тонкий прослой супеси. Торф подстилается гравелистым песком. Таким образом, в строении лайды отмечается та же грунтовая триада, которая периодически встречается на разных высотах в циклической едомной толще в разрезе позднеплейстоценовой террасы. Во всех случаях к оторфованным прослоям приурочены головы мощных ледяных жил, залегающих на разных глубинах в едомной толще.

В дальнейшем наше представление о циклическом характере строения едомных толщ нашло подтверждение в результате наших непосредственных натурных исследований, так, например, было отмечено показательное ярусное строение полигонально-жильного комплекса Айонской едомы (рис. 1).

Также мы нашли подтверждение ярусности ледяных жил в едомных толщах в ряде описаний других авторов. Приведем, например, два из них.

Г. С. Константинова так описывает строение едомной толщи Станчиковского Яра на правобережье р. Мал. Анюй: „Особенностью четвертичных отложений, выходящих в обнажении Станчиковского яра, является то, что полигонально-жильные льды, содержащиеся в них, не прорезают всю осадочную толщу, а залегают несколькими ярусами, расположенными друг над другом. Ярусы ледяных жил разделены слоем грунта иногда сильно оторфованного или торфянистого мощностью около 2 м. Верхний ярус льдов залегает на высоте в интервале между 18—27 м над урезом р. Мал. Анюй, нижний — на высоте от 7—8 до 16 м. Судя по тому, что по склону холмов над обнажением расположены байджерахи, можно считать, что существует еще, по крайней мере, один ярус жильных льдов, залегающий на высоте от 30 до 40—45 м" [*Константинова, 1965, с. 105—107*].

А. А. Свиточем и В. С. Хоревым [*Новейшие отложения..., 1980, с. 89—92*] так описывается ярусность едомной толщи в долине р. Майн: „В

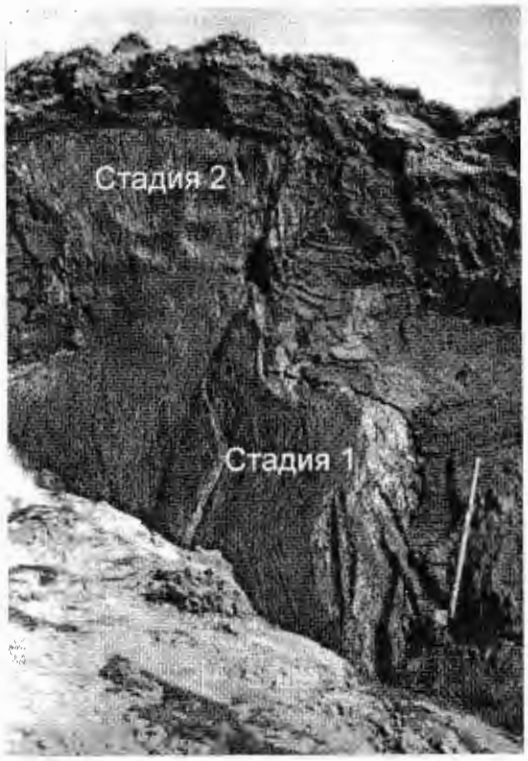


Рис. 1. Два верхних яруса полигонально-жильного комплекса Айонской едомы.

Стадии: *1* — нижний ярус, *2* — верхний ярус.

разрезе Ледовый Обрыв вскрывается 50-метровая толща литологически разнообразных озерных отложений сложного криогенного строения, включающая несколько ярусов повторно-жильных льдов... Элементарные слои разреза Ледовый обрыв, группируясь, образуют более крупные пачки или циклы. Всего выделяется 6 циклов осадков. Отложения нижнего цикла — относительно тонкие илистые и песчано-илистые, в верхней части оторфованные, с растительными остатками... видимая мощность 2,4 м. В основании разреза второго цикла отмечается базальный горизонт песка с гравием. В кровле отложения оторфованы... Мощность от 7,5 до 15 м. Для отложений третьего цикла характерно наличие среди слоистых песков прослоев оторфованной супеси... Мощность от 8,5 до 15 м. Отложения четвертого цикла имеют относительно простое строение: это тонкое, горизонтальное переслаивание ила песчанистого серо-сизого и супеси оторфованной... Осадки цикла, по-видимому, накапливались в приглубой части эпизодически существовавшего озера со спокойным застойным режимом. Мощность 4,5 м. Осадки пятого цикла представляют мощную пачку горизонтально-слоистых грязно-желтых песков, ожелезненных и песков илистых серых. В отложениях встречаются растительные остатки, прослои торфа и оторфованной супеси, свидетельствующие о неоднократных осушках мелководного водоема-разлива, где накапливались осадки. В основании цикла — базальный горизонт грубозернистого песка... Мощность 13,5 м. На них с небольшим размывом залегают пески шестого цикла осадконакопления... Мощность 6,3 м...".

Нами также описано циклическое залегание повторно-жильных льдов в озерной толще Ледового Обрыва на р. Майн (рис. 2). В нижней части толщи были изучены три яруса ледяных жил, каждая из которых была высотой 3—4 м. Жилы каждого из ярусов залегают в мелких песках и перекрываются торфом и супесью. Важной особенностью является и существенная дифференциация значений $\delta^{18}O$ в жилках разных циклов составляющая −23,8 ‰ в нижних жилах и −28 ‰ в жилах среднего яруса, при средних для этого региона значениях в жилах едомных отложений от −26,8 до −28,6 ‰ [*Васильчук, 1992*]. Интересно, что и в мощной (более 50 м по вертикали) многоярусной (более 6 ярусов ледяных и грунтовых жил высотой до 7—8 м) полигонально-жильной системе, отмеченной нами в преимущественно песчаном (с прослоями аллохтонного торфа, содержащего ветки кустарников и стволы деревьев) разрезе Усть-Алганский обрыв (в нескольких

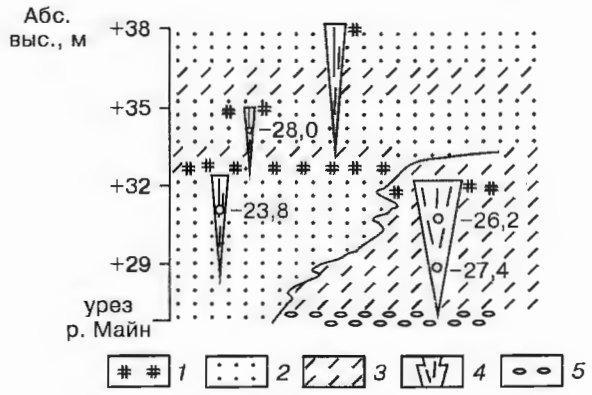


Рис. 2. Ярусное (циклическое) залегание повторно-жильных льдов в нижней части озерной толщи Ледового Обрыва на р. Майн (вблизи контакта с классическим едомным останцом в нижней части разреза см. справа внизу) и изотопно-кислородный состав жил (значения $\delta^{18}O$ в ‰, показаны цифрами рядом с жилами).

1 — торф, 2 — песок, *3* — супесь, *4* — лед сингенетических жил, *5* — гравий и галька.

километрах выше по течению р. Майн) в изотопном составе ледяных жил также отмечена очень высокая дифференциация (от –23,4 до –27,8 ‰), которую, скорее всего, можно связать с проникновением изотопически более тяжелых речных вод в тело жилы в конце этапа субаквального накопления массива и начала активного роста очередного яруса ледяных жил. На активное участие речных вод в формировании толщи отложений здесь указывает и инверсия радиоуглеродных датировок — более древних вверху и более молодых внизу, полученных по прекрасно сохранившимся, но окатанным веткам [*Васильчук, 1992*]. В этом случае мы полагаем, окатанность древесины связана с переносом рекой (хотя признаки окатанности в ряде случаев могут быть и иного генезиса, например, как результат длительного залегания на дневной поверхности и обработка дождем, снегом, ветром и т. п.).

Из этих описаний видно, что ярусное (циклическое) строение едомных толщ встречается достаточно часто, и, как правило, ярусность в сложении вмещающих пород корреспондирует с ярусностью в залегании повторно-жильных льдов.

НОВАЯ МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ СИНГЕНЕТИЧЕСКИХ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ

На основе анализа собственных полевых наблюдений и опубликованных в виде описаний, фотографий и рисунков данных других исследователей нами предложена новая структурная модель формирования мощных сингенетических повторно-жильных льдов. Основу модели составляет макроциклический механизм формирования сингенетических жил. Логическая суть предложенной модели состоит в том, что процесс сингенетического формирования мощных ледяных жил рассматривается не в рамках принятой парадигмы — как процесс непрерывного формирования льда, а в несколько иной трактовке как пульсирующий — циклический процесс.

Главное отличие этой модели от имеющихся моделей циклического развития жил состоит в не климатическом запускающем механизме выявленной цикличности (т. е. цикличность проявляется независимо от климатических ритмов потеплений или похолоданий). Согласно нашей модели главным детерминирующим механизмом была неоднократная повторяющаяся смена характера осадконакопления (рис. 3) на поверхности полигонального массива — субаэрального и супрааквального (реже субаквального). Под последним мы понимаем все же небольшую мощность воды на поверхности полигонального массива, она редко превышает 1—1,5 м (в противном случае залегающие ниже жилы даже в

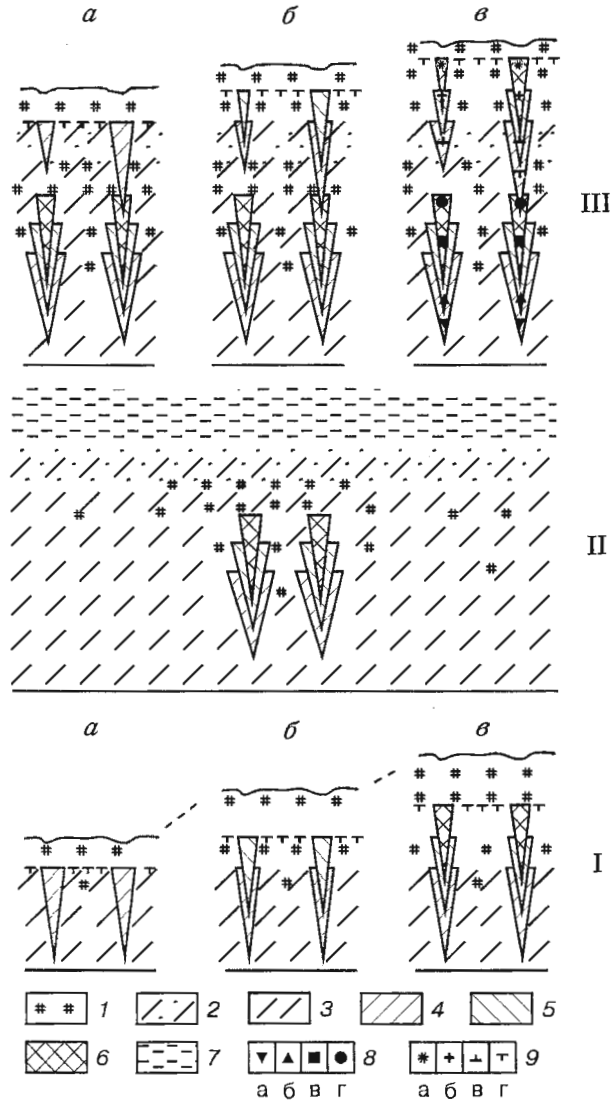


Рис. 3. Модель макроциклического формирования сингенетических повторно-жильных льдов.

I и III — субаэральные фазы развития, II — субаквальная (супрааквальная фаза развития). В течение субаэрального развития массива формируются преимущественно оторфованные слои, и рост жил происходит преимущественно в ширину. В течение субаквального развития массива формируются преимущественно слои минеральных отложений (песков, супесей, глин) и рост жил прекращается или замедляется, в последнем случае происходит наращивание жил вверх. *1* — торф, *2* — супесь с песком, *3* — супесь, *4—6*: жильный лед ранней (*4*), средней (*5*) и поздней (*6*) фаз развития; *7* — вода (озеро, река, губа и т. д.), *8* — принципиальный отбор образцов из жил первой субаэральной фазы, *9* — принципиальный отбор образцов из жил второй субаэральной фазы.

суровых условиях позднего плейстоцена могли бы протаять).

Обычно предполагается, что сингенетические ледяные жилы формируются только в условиях медленного непрерывного осадконакопления, сопровождающегося повторяющимся морозобойным растрескиванием. Однако мы полагаем, что такая ситуация бывает достаточно редко и такой тип седиментации в течение последних 50 тыс. лет проявлялся эпизодически, чаще субаквальное осадконакопление сменялось субаэральными условиями роста повторно-жильных льдов.

Смена субаэрального режима субаквальным может быть связана с подпруживанием небольших рек, подтоплением пойм, опусканием побережий морей, заливов и губ, образованием запруд или обширных соров и т. д.

Рост сингенетических повторно-жильных льдов происходит субаэрально во время аккумуляции торфа или оторфованных осадков. Периодически, во время накопления гравия, песков, супесей, суглинков и глин в субаквальных условиях рост ледяных жил сокращается или приостанавливается. Когда субаэральный режим возобновляется, рост ледяных жил активизируется. Если толща субаквальных осадков имеет небольшую мощность (менее 3—4 м), хвосты более молодых и стратиграфически расположенных выше жил проникают в погребенные ледяные жилы предыдущей фазы. Наоборот, если мощность толщи субаквальных осадков превышает 4—5 м, расположенные стратиграфически выше ледяные жилы не проникают в залегающие ниже.

Этап субаэрального осадконакопления (он, чаще всего фиксируется прослоями и горизонтами насыщенными органикой как автохтонного, так и аллохтонного происхождения; в классическом случае — это автохтонные торфяники) соответствует активному приросту массы льда в ледяных жилах (преимущественно жилы в этот период растут в ширину, хотя, например, при очень активном накоплении торфа в субаэральных условиях заметен и рост ледяных клиньев в высоту, поскольку за длительный период субаэрального развития дневная поверхность торфяника может подняться на 1,5—2 м, а иногда и более).

Этап субаквального (или супрааквального) осадконакопления часто фиксируется горизонтами супесей и суглинков, реже песком, еще реже гравием и совсем редко щебнем с тонкодисперсным заполнителем. В этих горизонтах часто можно встретить обилие переотложенных спорово-пыльцевых зерен, нередко отмечается заметная концентрация диатомовых водорослей или остатков водных растений, а иногда и включения фораминифер (или остатков рыб). Этот этап соответствует замедлению или прекращению прироста льда в теле ледяных жил.

Последующее повторение периода субаэрального формирования жил ведет к образованию верхнего яруса ледяной жилы, причем, если во время накопления субаквальной (супрааквальной) толщи рост жил прекращался, а мощность этой толщи большая, то формируются отдельные ярусы ледяных клиньев, в других случаях формируются сплошные (транзитные) ледяные клинья, часто с признаками ярусности.

Можно рассмотреть шесть основных типов данного процесса, выделяя их по скорости осадконакопления (медленное и быстрое) и по длительности чередования ритмов осадконакопления (частое, среднее и редкое): I — медленное осадконакопление при частой смене ритмов осадконакопления; II — медленное осадконакопление при средней смене ритмов осадконакопления; III — медленное осадконакопление при редкой смене ритмов осадконакопления; IV — быстрое осадконакопление при частой смене ритмов осадконакопления; V — быстрое осадконакопление при средней смене ритмов осадконакопления; VI — быстрое осадконакопление при редкой смене ритмов осадконакопления. Этим шести основным типам развития полигонально-жильных комплексов, очевидно, соответствуют определенные типы строения ледяных жил и полигонально-жильных комплексов в целом (рис. 4). Естественно, такое число комбинаций выделяется, если рассматривать только две эти переменные: скорость осадконакопления и частоту чередования ритмов осадконакопления, если же рассматривать и скорость собственно повторно-жильного льдообразования (а она существенным образом влияет на морфологию жил), то, естественно, количество комбинаций, а, следовательно, и морфологических разновидностей полигонально-жильных структур может быть больше в два-три и более раз.

При реализации первого из выделенных вариантов: медленное осадконакопление при частой смене ритмов осадконакопления (см. рис. 4,I) формируются узкие повторно жильные льды, они, как правило, образуют многоярусную систему с относительно слабо выраженными плечиками на контакте жил с вмещающими породами.

При реализации второго и третьего из выделенных вариантов: медленное осадконакопление при средней и редкой смене ритмов осадконакопления (см. рис. 4,II и III) следует ожидать формирование массивных транзитных ледяных жил, причем в третьем варианте дополнительное

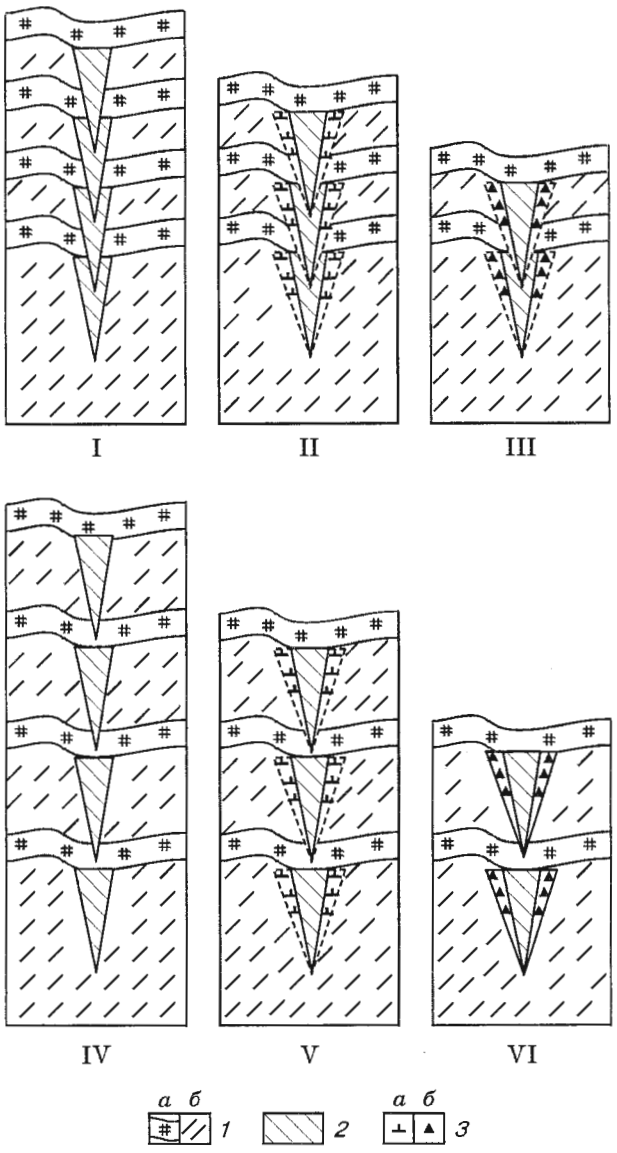


Рис. 4. Модель формирования полигонально-жильных систем различного строения, связанного с различиями в скорости осадконакопления и темпов чередования ритмов осадконакопления.

I—III — медленное осадконакопление при различной частоте смены ритмов осадконакопления: I — частой, II — средней, III — редкой; IV—VI — быстрое осадконакопление при различной частоте смены ритмов осадконакопления: IV — частой, V — средней, VI — редкой. *1* — вмещающие жилу грунты (схематично): *а* — субаэральные, *б* — субаквальные (супрааквальные); *2* — жильный лед; *3* — часть жильного льда, прирастающего в течение более длительного субаэрального периода: *а* — при средней, *б* — при частой смене ритмов осадконакопления.

пластичное выдавливание льда жил (о котором ранее сообщали В. Н. Конищев и А. Д. Маслов [*1969*]) вообще может привести к формированию сравнительно широких ледяных столбов с выраженными, но дислоцированными плечиками.

При реализации четвертого из выделенных вариантов: быстрое осадконакопление при частой смене ритмов осадконакопления (см. рис. 4,IV) можно прогнозировать образование многоярусной полигонально-жильной системы, в этом случае часто хвосты вышележащих жил могут не достигать голов жил нижних ярусов.

При реализации пятого и шестого из выделенных вариантов: быстрое осадконакопление при средней и редкой смене ритмов осадконакопления (см. рис. 4,V и VI) в строении полигонально-жильных систем следует ожидать формирование многоярусных систем, причем в последнем случае, выдавливание льда жил способствует поднятию уровня голов жил нижних ярусов и поэтому здесь чаще следует ожидать формирование хорошо выраженной многоярусной системы, слившейся в одну транзитную жилу.

Подчеркнем, что при частой смене ритмов и относительно высокой скорости субаквального осадконакопления (см. рис. 4, IV) формируются прерывистые по вертикали ярусные системы жил и часто можно встретить погребенные жилки в толще, а при более медленном осадконакоплении, а тем более еще и при длительном периоде интенсивного субаэрального роста жил образуются мощные столбообразные (иногда называемые транзитными) сингенетические ледяные жилы.

Отметим, что полигональная сеть широко распространена преимущественно на высокой пойме, в то время как на низкой пойме эта сеть достаточно редка. Это подтверждает, что рост ледяных жил происходит преимущественно в субаэральных условиях. Некоторые жилы многостадийны. Когда хвост вновь образованной жилы проникает в нижележащую жилу, формируется единая ледяная жила. Этот процесс приводит к формированию многоцикличных (многостадийных) ледяных жил или криоциклитов. Это не относится к группам эпигенетических ледяных жил, расположенных на различных стратиграфических уровнях. Формирование сингенетических многолетнемерзлых осадков имеет циклический характер, независимый от стабильности и нестабильности климатических условий. Это связано с режимом седиментационных изменений. Иногда погребенные ледяные жилы могут быть пластически выдавлены из-за воздействия бокового давления. И интенсивный процесс выдавливания, и тонкий перекрывающий слой ведут к формированию больших непрерывных син-

генетических ледяных жил. Если мощность субаквального слоя велика, формируется многоярусная система.

В отдельных случаях (в условиях относительно длительного существования очень мелкого, но холодного водоема, например на пляже или в приливно-отливной зоне арктических морей, губ и заливов и т. п.) рост жил может достаточно активно продолжаться и в субаквальных (супрааквальных) условиях. К примерам такого рода относится, в частности, верхняя часть Сеяхинского разреза [*Васильчук и др., 1998*], где система широких ледяных жил, развивавшихся в стадийно-сменяющихся условиях, описанная в нижней части разреза сменилась в верхней половине разреза узкими жилами, близко расположенными друг от друга, включающими большое количество того же песка, что слагает и вмещающие их породы. Среди доказательств субаквального генезиса жил здесь, помимо приведенных в указанной выше публикации, отметим и полученные на днях значения минерализации в некоторых образцах льда из погребенных узких жил из этой же верхней части разреза — сумма солей здесь превысила 309 мг/л, при высоком содержании хлоридов — 14—24 мг/л, сульфатов — 19—46 мг/л и доминировании гидрокарбонатов 138—175 мг/л (уточним, что в основном для льда даже этих жилок и для более крупных транзитных жил характерна невысокая минерализация — 25—130 мг/л). Это связано с тем, что главный источник воды для повторно-жильных льдов — это талая снеговая вода. Гораздо менее значительные количества воды поставляются изморозью и талой водой из активного слоя. В пределах высоких террас и водоразделов сингенетические льды формируются исключительно из атмосферной воды, которая замерзает в морозобойных трещинах. На поверхности поймы, приречных или приморских равнин небольшие жилки также формируются из атмосферной воды, проникающей в трещины (если трещины открыты к поверхности) или из воды сезонноталого слоя (в случае, если трещины не достигают поверхности). Вода с высокой минерализацией может случайно попасть в трещины, если имеются соленые озера, возникшие в результате экстремально высоких приливов. Такие приливы и штормовые нагоны могут быть только летом, когда поверхность моря или эстуария свободна ото льда. Таким образом, к этому времени большинство морозобойных трещин уже закрыто и только в единичных случаях эта вода может проникнуть в ледяные жилы. Следовательно, более соленый лед в мелких жилках Сеяхинского разреза — это, скорее всего, результат участия губских вод в сложении льда жил.

ДИСКУССИЯ

Модель макроциклического формирования сингенетических повторно-жильных льдов сформулирована на основании изучения морфологических особенностей многих систем сингенетических повторно-жильных льдов в поле [*Васильчук, 1992*] и их описаний в научной литературе. Ранее очень близко к такой циклической модели подошел А. Д. Маслов [*1967*], увидевший в разрезе на правобережье р. Омолой, как к подошве торфяных прослоев подходят плечики ступеней сингенетической жилы. Он назвал это этапами эпигенеза в сингенетическом развитии жил. Однако он исследовал только сравнительно маломощные циклы — 4 цикла в пределах 1,5 м по вертикали и связал это с тектоническим развитием массива, т. е. микро-, а не макроциклы.

Здесь мы не рассматриваем проблему формирования ледяных жил в эоловых лессах, о которых пишут североамериканские исследователи и вслед за ними С. В. Томирдиаро [*1980*], потому что мы никогда не наблюдали разрезов с отсутствием знаков субаквального накопления (это и описанные выше гравийно-галечниковые слои и остатки чешуи рыб, пресноводные диатомеи, аллохтонная органика — часто с инверсией радиоуглеродных датировок, окатанные древесина или кости, значительное опесчанивание отложений с высоким содержанием переотложенных в субаквальной среде пыльцевых зерен, что также подтверждается высоким содержанием деформированных пыльцевых зерен и спор, как правило, 15—20 %).

Предложенный механизм формирования ледяных жил позволяет привязать изотопные, палинологические и другие данные с более высокой точностью. Изотопные и все другие диаграммы являются прерывными во времени и соответствуют долговременным субаэральным стадиям формирования повторно-жильных льдов. Перерывы соответствуют субаквальным стадиям (как правило, эта стадия значительно короче — ее длительность, вероятно, редко более 1 тыс. лет, чем субаэральная, длительность которой 3—5 тыс. лет и более. При более длительных субаквальных стадиях очень велика вероятность полной деградации ранее сформировавшихся жил). При помощи радиоуглеродного датирования можно датировать, как правило, субаэральные фазы.

Из российских исследователей особенно последовательно цикличность рассмотрена Т. Н. Каплиной, которая связывала цикличность со сменой холодных фаз — криохронов теплыми

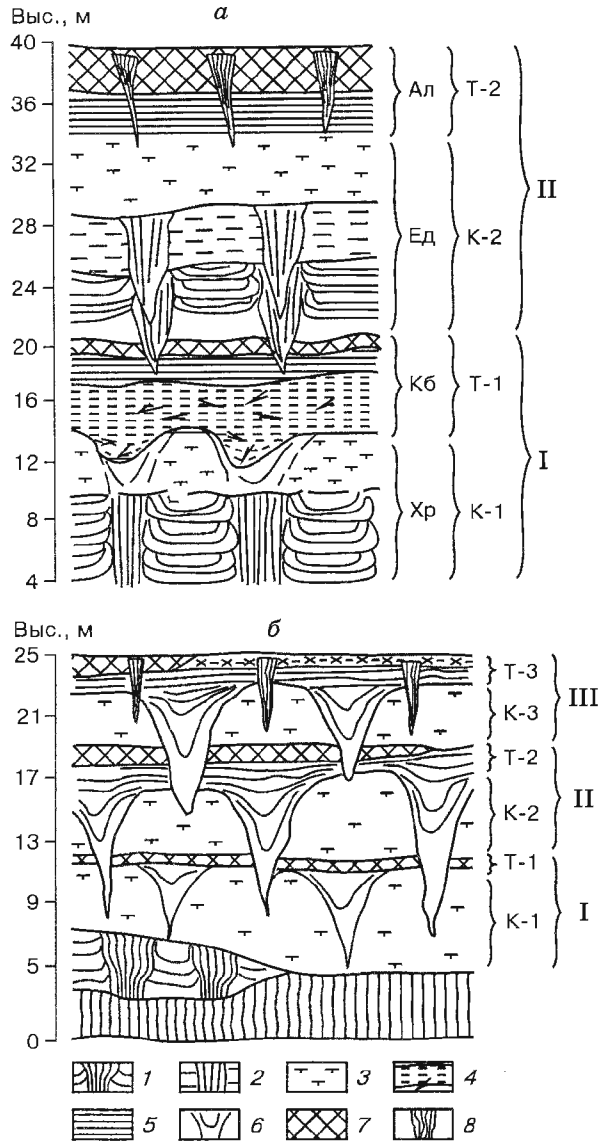


Рис. 5. Принципиальные схемы строения едомных толщ в разрезах правобережья р. Хрома (*а*) и Молотковского Камня (*б*) на р. Мал. Анюй по [*Каплина, 1986*]:

1, 2 — ледовый комплекс: *1* — льдистая разновидность, *2* — малольдистая разновидность; *3* — таберити по ледовому комплексу; *4* — слоистые песчано-глинистые породы, обогащенные древесиной (озерные); *5* — озерные ленточно-слоистые суглинки; *6* — псевдоморфозы по повторно-жильным льдам; *7* — торф; *8* — небольшие ледяные жилы. I, II, III — криогенные циклиты; К-1, К-2, К-3 — криолиты; Т-1, Т-2, Т-3 — термолиты; Хр — хромская свита, Ед — едомная свита, Кб — кыл-бастахские слои, Ал — голоценовые аласные накопления.

В нашем понимании в показанной здесь Хромской толще отмечается три цикла субаэрального синкриолитогенеза и образования жил, два нижних завершались субаквальной фазой, с которой и связано формирование таберитов. В Молотковском разрезе циклов больше, особенно примечательно то, что головы псевдоморфоз четко привязаны к горизонтам торфа, вероятно псевдоморфозы формировались в субаквальную фазу (когда образовались таберити), наступавшую вслед за субаэральным накоплением торфа.

— термохронами (рис. 5). В связи с этим она писала: „...обзор опорных разрезов позднего кайнозоя убеждает, на наш взгляд, в том, что криогенные циклиты являются не редкими исключениями, а закономерными, типичными геологическими телами... их существование и повторение в разрезах можно считать доказанным“ [*Каплина, 1986, с. 294*]. С этой сентенцией мы полностью солидарны. А вот объяснение природы циклитов, выполненное далее нам представляется дискуссионным: „...на территории Северной Якутии... а) ...развивались изменения геокриологических условий, характеризовавшиеся разным знаком; б) эти изменения следовали за изменениями климата;... д) в качестве ведущих криогенных процессов выступали, сменяя друг друга, накопление льдов в рыхлых отложениях (преимущественно полигонально-жильных и сегрегационных) и их вытаивание — процесс термокарста“ [*Каплина, 1986, с. 300—301*].

Нам представляется не таким уж бесспорным и утверждение типа: „Спорово-пыльцевая диаграмма... не оставляет никаких сомнений в обусловленности криогенного циклита климатическими причинами, отразившимися в кардинальных преобразованиях ландшафтов“ [*Каплина, 1986, с. 297*]. В связи с этим интересно вспомнить распределение спор в спорово-пыльцевых комплексах наиболее детально изученных разрезов едомных толщ: у пос. Сеяха, у Зеленого Мыса и в разрезе Дуванного Яра [*Васильчук, 1992, с. 56*]. Главной особенностью является циклическое изменение содержания спор в спорово-пыльцевых спектрах этих едомных толщ и особенно возрастание содержания спор холодолюбивой *Selaginella Sibirica* на подошве оторфованных и торфяных горизонтов.

С нашей позицией, сформулированной в 1991 г., корреспондируют и выводы, полученные Дж. Ванденбергхе и К. Кассе [*Vandenberghe, Kasse, 1993*] при исследованиях циклически расположенных горизонтов псевдоморфоз в опорном разрезе Гров на севере Нидерландов (рис. 6). Ими предложена модель воздействия флювиального фактора на развитие многолетнемерзлых структур. Они замечают, что осадконакопление на пойме носит циклический характер. Здесь сначала накапливаются пески, принесенные потоками воды, затем следует период снижения скоростей течения, и в условиях стоячей воды накапливаются супеси и опесчаненные суглинки. Наконец в условиях остаточного водоема накапливаются органические илы и торф. В течение последней фазы происходит формирование ледяных жил. Это развитие продолжается до следующего вторжения речных вод. Пески от-

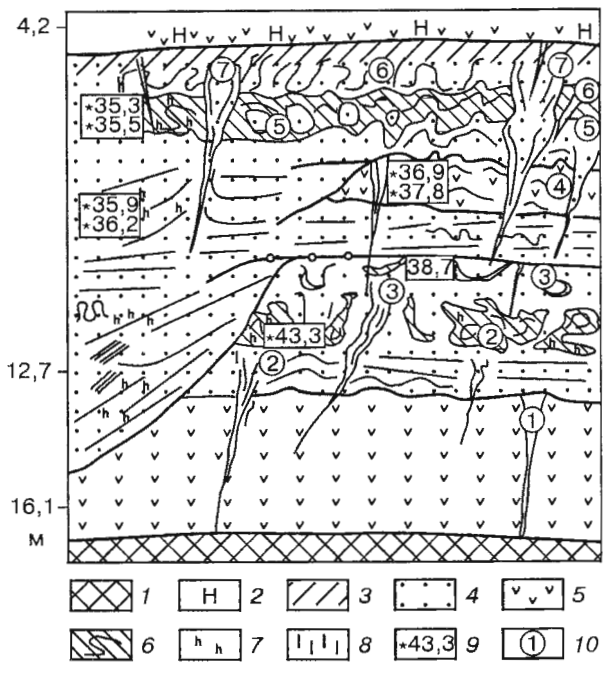


Рис. 6. Ярусное (циклическое) залегание псевдоморфоз в позднеплейстоценовой толще в разрезе Гров на севере Нидерландов (53° с.ш., 5° в.д.).

Дж. Ванденбергхе и К. Кассе выделяют 7 перигляциальных циклов [*Vandenberghe, Kasse, 1993*]:
1 — >43,3 тыс. лет назад, 2 — от 43,3 до 38,7 тыс. лет назад, 3 — от 38,7 до 37,7 тыс. лет назад, 4 — от 36,9 до 35,5 тыс. лет назад, 5 — менее 35,3 тыс. лет назад и еще две стадии с трудно определяемым интервалом. *1* — морена заальская, *2* — голоценовый торф и глина, *3* — голоценовый подзол, *4* — песок, *5* — торф, *6* — ил, *7* — гумус, *8* — оглеение, *9* — радиоуглеродные даты, *10* — перигляциальные (мерзлотные) уровни.

кладываются в то же время, когда мерзлые породы протаивают в результате вторжения речных вод. Ледяные жилы предыдущей фазы протаивают так же, как и верхняя часть мерзлых осадков, таким образом, ледяные жилы трансформируются в псевдоморфозы, которые и образуются в верхней части осадков.

Седиментационный цикл продолжается отложением тонких болотных фракций до тех пор, пока многолетнемерзлые породы, по крайней мере, частично не исчезнут в зависимости от их мощности и длительности периода наступления речных вод. Такой двухфазовый цикл для разреза Гров был отмечен, по меньшей мере, семь раз. Частая встречаемость насыщенных органикой болотных осадков позволяет детально датировать события. Это особенно относится к циклам 2, 3, 4, которые находятся как раз между радиоуглеродными датировками. Впечатляет то, что перигляциальные циклы 3 и 4 и параллельные им седиментационные циклы длились очень короткое время: менее чем 0,9 тыс. лет и 1,4 тыс. лет соответственно.

Рост ледяных жил в условиях позднеплейстоценовых перигляциальных речных пойм прерывался фазами подтопления с частичным протаиванием мерзлоты. Когда пойма осушалась, погребенные остатки ледяных жил активизировались. Псевдоморфозы одного уровня находятся над головами псевдоморфоз более древнего уровня и частично проникают в них (см. рис. 6).

Напомним, что такое же объяснение ярусности псевдоморфоз в 50-метровом обнажении Мамонтовой Горы дал Е. М. Катасонов [*1979*], показав, что псевдоморфозы там сингенетические, возникшие в ходе непрерывного осадконакопления, когда на аккумулятивной поверхности возникали водоемы, под которыми определенное время существовали талики.

Дж. Ванденбергхе и К. Кассе подчеркивают, что этот механизм циклического роста сингенетических жил отличается от классического формирования сингенетических повторно-жильных льдов, который характеризуется более постоянным осадконакоплением и одновременным ростом повторно-жильных льдов.

В качестве вывода еще раз подчеркнем, что торфяники и оторфованные горизонты в едоме маркируют не потепление климата, а субаэральную фазу развития полигонального массива, сопровождающуюся не смягчением, а увеличением степени суровости локальной геокриологической обстановки, т. е. снижением температур грунтов и активным ростом повторно-жильных льдов.

Я признателен Алле Васильчук за всестороннее обсуждение проблемы генезиса мощных ледяных жил, за помощь при работе с англоязычными источниками и за специальный палинологический комментарий распределения спорово-пыльцевых остатков в самих жилах и во вмещающих их породах. Я благодарен Т. Н. Каплиной и Дж. Ванденбергхе за дискуссию и дополнительные материалы, а также В. В. Рогову за обстоятельную рецензию и С. М. Фотиеву за критическое заинтересованное отношение к подготовке материалов к печати.

Исследования финансируются Российским фондом фундаментальных исследований (гранты № 99-05-65075, 97-05-64320, 97-05-96508 и 96-05-65528), частично программой поддержки ведущих научных школ (грант № 96-15-98457) и программой „Интеграция“ (гранты № 5.1-425, 2.1-КО-802 и 4.1.-792-05).

Литература

Васильчук Ю. К. Изотопно-кислородный состав повторно-жильных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). В 2-х т. М., Отд. теор. проблем РАН, МГУ, ПНИИИС, 1992, т. 1, 420 с.; т. 2, 264 с.

Васильчук Ю. К., Васильчук А. К., Юнгнер Х. и др. Гидробиохимический состав сингенетических льдов Сеяхинской толщи как индикатор уровня Обской губы в позднем плейстоцене // Криосфера Земли, 1998, т. 2, № 1, с. 48—54.

Каплина Т. Н. Закономерности развития криолитогенеза в позднем кайнозое на аккумулятивных равнинах Северо-Востока Азии: Дис... д-ра геол.-мин. наук. М., 1986, 475 с.

Катасонов Е. М. О времени образования термокарстовых котловин // Строение и абсолютная геохронология аласных отложений Центральной Якутии / Под ред. Е. М. Катасонова. Новосибирск, Наука, 1979, с. 66—72.

Конищев В. Н., Маслов А. Д. Физические причины фронтального роста сингенетических полигонально-жильных льдов // Проблемы криолитологии / Под ред. А. И. Попова. Вып. 1. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969, с. 24—33.

Константинова Г. С. О полигонально-жильных льдах на Анюйско-Колымской равнине // Подземный лед. М., Изд-во Моск. ун-та, 1965, с. 104—111.

Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки. М., Наука, 1980, 296 с.

Маслов А. Д. Сингенез полигонально-жильного льда и эпигенетические этапы его развития // Подземный лед / Под ред. А. И. Попова. Вып. 3. М., Изд-во Моск. ун-та, 1967, с. 57—64.

Попов А. И. Особенности литогенеза аллювиальных равнин в условиях сурового климата // Изв. АН СССР., сер. географ., 1953, № 2, с. 29—41.

Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М., Изд-во Моск. ун-та, 1967, 304 с.

Томирдиаро С. В. Лессово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М., Наука, 1980, 184 с.

Vandenberghe J., Kaase K. Periodic ice-wedge formation and Weichselian cold-climate floodplain sedimentation in the Netherlands // Permafrost. Sixth Int. Conf., Proceedings, vol. 1. Beijing, China. South China University of Technology Press, Wushan, Guangzhou, 1993, p. 643—647.

Vasil'chuk Yu. K., Vasil'chuk A. C. The model of thick syngenetic ice-wedge formation // The 28th Int. Arctic Workshop. Arctic and Alpine environments, Past and Present. March 12—14, 1998, Boulder, Colorado. Abstracts, 1998, p. 157—159.

Поступила в редакцию
2 июня 1998 г.

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 13—21

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.345:551.583.001.18(235.221)

СОВРЕМЕННОЕ И ОЖИДАЕМОЕ В XXI В. ИЗМЕНЕНИЕ МЕРЗЛОТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

С. С. Марченко

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, 677010, Якутск, Россия
Казахстанская высокогорная геокриологическая лаборатория, 480091, Алматы, а/я 138, Казахстан

По данным метеостанций Северного Тянь-Шаня зафиксирован рост значений средней летней, зимней и годовой температур воздуха. Тренд повышения средней годовой температуры воздуха за последние 100 лет в этом регионе составил 0,02 °С/год.

Геотермическими наблюдениями в диапазоне абсолютных высот 3300—3350 м в течение последних 23 лет выявлено повышение температур многолетнемерзлых пород в различных ландшафтных условиях на 0,2—0,6 °С. Среднее значение глубины сезонного протаивания в течение указанного периода увеличилось на 30 %.

Анализ рядов длиннопериодных наблюдений на метеостанциях Северного Тянь-Шаня позволил дать количественную оценку изменения основных метеорологических составляющих до 2020 г. На основе полученных зависимостей, методом численного моделирования дан прогноз изменения термического состояния многолетнемерзлых пород. К 2020 г. льдистые многолетнемерзлые породы в диапазоне абсолютных высот 3100—3400 м будут иметь безградиентный термический режим и произойдет разрыв слоя сезонного промерзания с кровлей многолетней мерзлоты. Увеличение абсолютных высот нижней границы распространения многолетней мерзлоты к 2020 г. может составить 200—250 м, сокращение площади островного распространения мерзлоты может достигнуть 20 %. Составлена прогнозная геокриологическая карта Центральной части Северного Тянь-Шаня, масштаб 1 : 200 000.

Альпийская криолитозона, изменения климата, прогноз, геокриологическое картографирование

PERMAFROST-CLIMATIC CONDITIONS IN THE NORTHERN TIEN SHAN: RECENT AND EXPECTED FOR 21th CENTURY CHANGES

S. S. Marchenko

Permafrost Institute P. I. Melnikov SB RAS, 677010, Yakutsk, Russia
Kazakhstan Alpine Geocryological Laboratory, 480091, Almaty, 138, Kazakhstan

Data from high-mountain weather stations situated in the Northern Tien Shan indicate a rise in mean summer, winter, and annual air temperatures. The mean annual air temperature for last 100 years in this region increased by 0,02 °C a year.

Geothermal observations conducted at altitudes of 3300—3350 m a.s.l. for the last 23 years indicate an increase in the permafrost temperature regime. The rise has been 0.2—0.6 °C for different landscape conditions. During the same period the average depth of seasonal thawing has increased by 30 %.

The analysis of long-term observations at the weather stations in the Northern Tien Shan has allowed a quantitative estimation of the dynamic, of a meteorological indexes till 2020. Numerical modeling shows that a rise in mean annual temperature by 2.5 °C may lead to an increase in the absolute altitudes of the lower permafrost boundary by 200—250 m and decrease in sporadic permafrost area by 20 %. On this basis the Predictive Map of Permafrost Distribution in Central Northern Tien Shan has been compiled at 1 : 200,000.

Alpine permafrost, climate change, forecast, mapping of permafrost

ВВЕДЕНИЕ

Анализ оценок изменения температуры приземного слоя воздуха для северного полушария, выполненный различными авторами показал, что с конца предыдущего столетия по настоящее время здесь происходит интенсивное потепление климата. По данным специалистов Межправительственного Совета по изменению климата (IPCC), за последние 100 лет глобальная температура поверхности Земли увеличилась на 0,3—0,6 °С [*Climate Change, 1995*]. Повышение тем-

© С. С. Марченко, 1999

пературы воздуха отмечается как в высоких, так и в умеренных широтах северного полушария. Так, за последние 70 лет среднефоновый прирост приземной температуры по Чуйской долине составил 2,5 °С, Иссык-Кульской котловине 1,5 °С, плато Тянь-Шань 0,4 °С [*Каримов, Гайнутдинова, 1996*]. Увеличение температуры воздуха в XX столетии в различных высокогорных регионах оценивается в 0,5—0,8 °С [*King et al., 1992*]. В связи с этим отмечается рост температур альпийской криолитозоны и деградация оледенения [*Haeberli et al., 1993; Haeberli, 1994; Wang and French, 1994; Gorbunov, 1995*].

Особенно заметное воздействие климатические изменения оказывают на современное оледенение, площадь которого интенсивно сокращается. На северном склоне Заилийского Алатау (Северный Тянь-Шань) общая площадь ледников за период 1955—1990 гг. сократилась на 83,73 км^2, что составляет 29,1 % от общей площади на 1955 г., а средняя скорость отступания концов ледников за этот же период составила 8,5 м/год [*Вилесов, Уваров, 1997*].

Увеличение скорости движения каменных глетчеров также является следствием климатического воздействия. Изменение пластических свойств содержащегося в них льда, в результате термического воздействия окружающей среды, является одним из определяющих факторов динамики этих образований. На одном из участков каменного глетчера Городецкого в Заилийском Алатау, скорость движения его фронтального уступа увеличилась с 40 см/год в 1977—1980 гг. до 90 см/год в 1980—1990 гг., а в период 1994—1997 гг. его скорость возросла до 160 см/год.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что изменения климата уже повлекли за собой преобразования криогенного ландшафта. Если эта тенденция сохранится в будущем — это может привести к дальнейшей активизации деструктивных мерзлотно-геологических процессов и явлений, которые могут носить катастрофический характер (например гляциальные сели, оползни). Поэтому одной из важнейших задач является прогноз мерзлотно-климатических изменений в регионе и в соответствии с этим своевременное принятие мер по предотвращению экстремальных экологических ситуаций.

МЕРЗЛОТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ В СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

По данным высокогорных метеостанций Северного Тянь-Шаня наблюдается рост средней летней, зимней и годовой температур воздуха. Динамика изменения температурных показателей по ряду метеостанций, расположенных на различных высотных уровнях в Заилийском Алатау, приведена в табл. 1 и на рис. 1. В качестве критерия оценки климатических изменений (см. табл. 1) в период инструментальных наблюдений использована разность средних значений температуры воздуха (ΔT) за последние (1977—1996 гг.) и первые двадцать лет наблюдений.

По данным гидрометеорологической обсерватории (ГМО) Алматы в течение последних 117 лет средняя годовая температура воздуха увеличилась на 2,1 °С, а среднее значение температуры воздуха за холодный период, который на этом высотном уровне равен трем зимним месяцам, возросло на 3,4 °С. При этом наибольший рост температур наблюдался в первые два десятилетия XX в. (см. рис. 1), что отмеча-

Таблица 1. **Значения средних годовых и средних за холодный период температур воздуха и их изменения по метеостанциям центральной части Заилийского Алатау**

Метеостанция	Абс. высота, м	Период наблюдений, годы	Среднее значение температуры, °С			ΔT, °С	Продолжительность холодного периода, мес.
			весь период наблюдений	первые 20 лет	1977—1996 гг.		
ГМО Алматы	847	1879—1996	8,5 −6,0	7,3 −8,0	9,4 −4,6	2,1 3,4	XII-II
Усть-Горельник	1936	1937—1996	4,0 −3,8	3,8 −4,2	4,2 −3,8	0,4 0,4	XI-III
Верхний Горельник	2254	1937—1996	3,2 −4,3	3,1 −4,6	3,5 −4,1	0,4 0,5	XI-III
Бол. Алматинское Озеро	2506	1932—1996	1,2 −6,4	0,9 −7,0	1,5 −6,1	0,6 0,9	XI-III
Мынжилки	3017	1937—1996	−1,9 −7,1	−2,2 −7,5	−1,5 −6,8	0,7 0,7	X-IV

Примечание. Значения, указанные в числителе, характеризуют средние годовые показатели температуры воздуха, в знаменателе — средние за холодный период (с отрицательной средней месячной температурой воздуха за весь период наблюдений). ΔT — разность двадцатилетних средних значений температуры в течение 1977—1996 гг. и в первые 20 лет наблюдений.

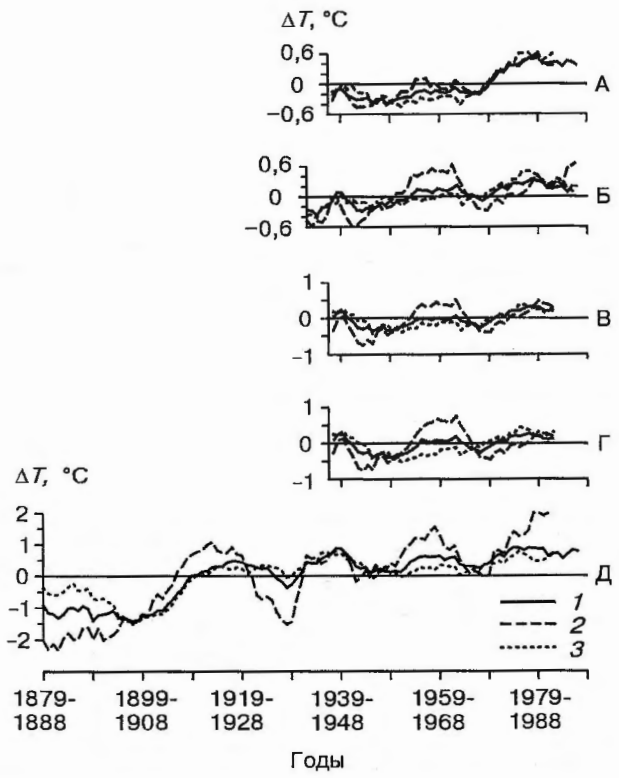


Рис. 1. Отклонения средних значений температур воздуха от нормы, сглаженные десятилетними скользящими средними.

1 — средние годовые, *2* — средние за холодный период, *3* — средние летние. Данные по метеостанциям: А — Мынжилки, Б — Бол. Алматинское Озеро, В — Верхний Горельник, Г — Усть-Горельник, Д — ГМО Алматы.

ется и в других регионах северного полушария [*Кондратьев, Никольский, 1995*].

Для выявления направленности процесса наибольшую информативную ценность представляют сведения о характере изменения экстремальных значений. На рис. 2 показан ход минимальных и максимальных значений средней месячной температуры воздуха в зимний и летний периоды и их линейные тренды по данным ГМО Алматы. Во всех случаях тренд имеет восходящий характер. Наибольшие его значения отмечаются в течение зимнего периода (см. рис. 2,*а*, *в*). Так, рост минимальных значений средней месячной температуры в течение зимнего периода с конца прошлого века составил 4,3 °С, а максимальных 3,1 °С, в то время как аналогичные характеристики для трех летних месяцев имеют значения соответственно 1,2 °С и 1,7 °С (см. рис. 2,*б*, *г*).

Количество атмосферных осадков (рис. 3) имеет общую тенденцию к увеличению по сравнению с концом прошлого века. Повышение их

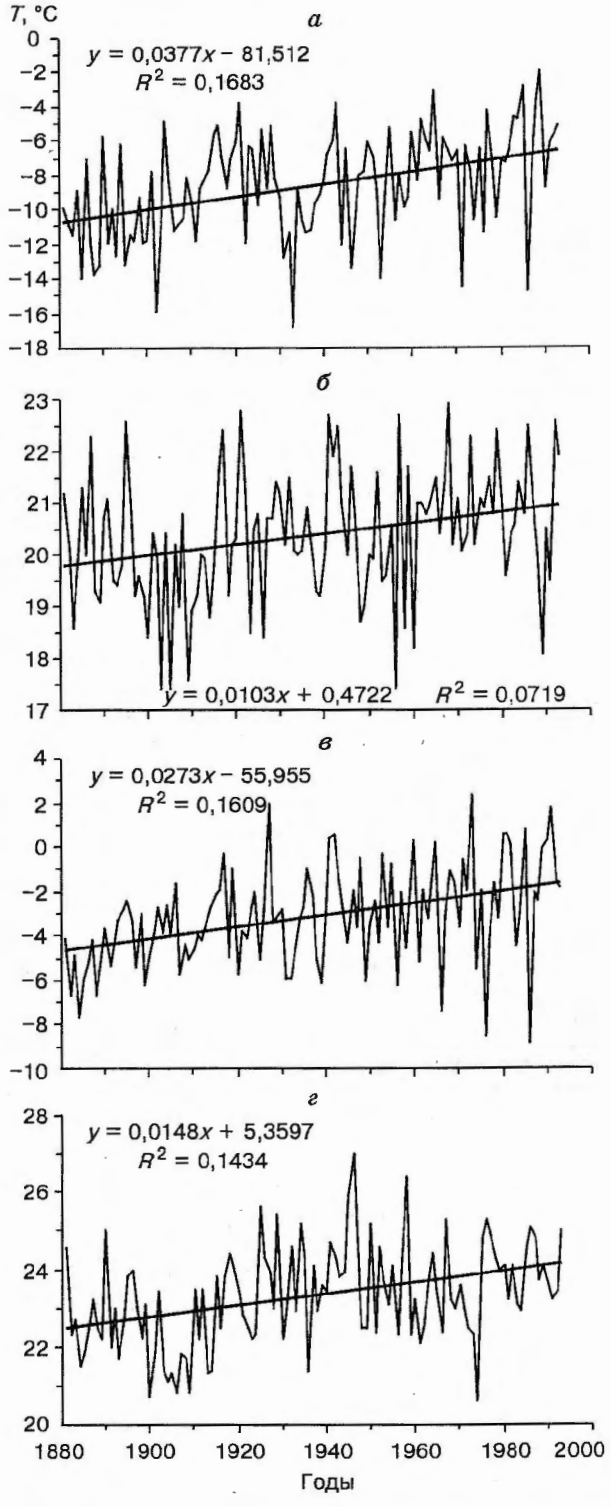


Рис. 2. Ход экстремальных значений средней месячной температуры воздуха по данным ГМО Алматы и их линейный тренд.

а, *б* — минимальные значения в течение зимнего и летнего периода соответственно; *в*, *г* — максимальные значения в течение зимних и летних месяцев соответственно.

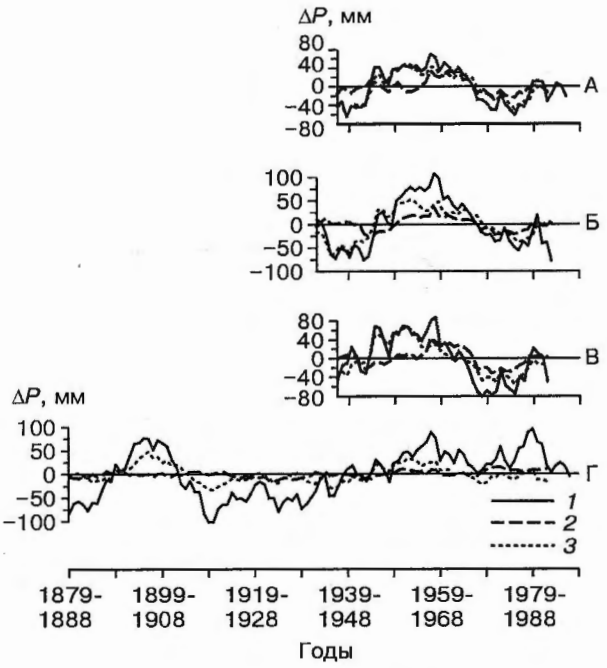


Рис. 3. Отклонения суммы осадков от среднего значения, сглаженные десятилетними средними.

1 — годовые суммы, *2* — в течение холодного периода, *3* — суммы летних осадков. Данные по метеостанциям: А — Мынжилки, Б — Бол. Алматинское Озеро, В — Усть-Горельник, Г — ГМО Алматы.

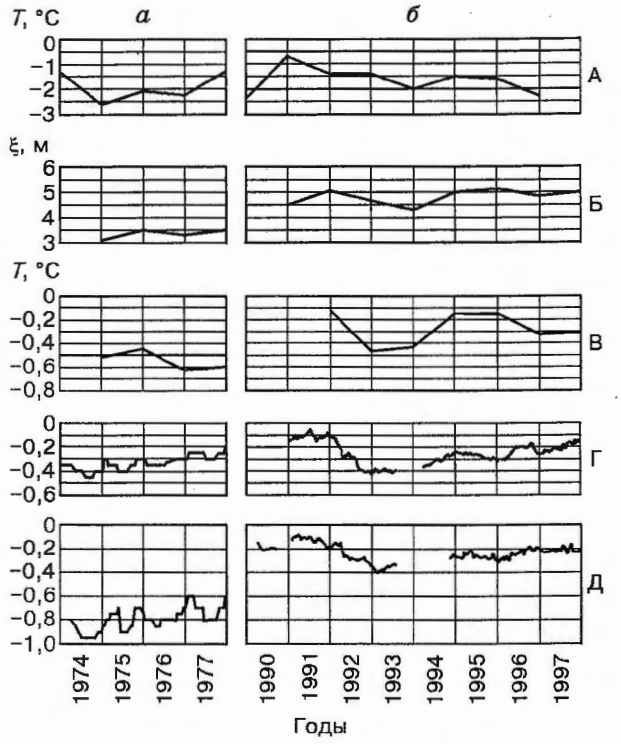


Рис. 4. Изменение температуры воздуха, глубины сезонноталого слоя и температуры многолетнемерзлых пород в скважинах на перевале Жусалыкезен (Северный Тянь-Шань, хр. Заилийский Алатау, абс. высота 3330 м).

А — значения средней годовой температуры воздуха по данным метеостанции Мынжилки, Б — глубина сезонного протаивания, ξ (скв. № 2), В — температура на глубине 5 м (скв. № 2), Г — температура на глубине 14 м (скв. № 2), Д — температура на глубине 15 м (скв. № 1).

годовых сумм в районе города Алматы за последние 117 лет составил 65—70 мм. Существенное снижение годовых сумм осадков (на 80—100 мм) наблюдалось в первые десятилетия XX в., в то время как температура воздуха в этот период активно возрастала. Сопоставление цикличности количества осадков и температуры воздуха показывает, что колебания этих метеорологических компонентов могут происходить как в одной фазе (период 1950—1990 гг.), так и в противофазе (1880—1910 гг.).

Многолетнемерзлые породы, особенно слой годовых колебаний температуры, обладают высокой чувствительностью к изменениям теплового режима на поверхности. В Заилийском Алатау на абсолютных высотах 3320—3350 м геотермические наблюдения в течение последних 23 лет показали наличие восходящего тренда в динамике температурного режима мерзлых толщ, который в зависимости от льдистости отложений и ландшафтных условий расположения скважины составил 0,2—0,6 °С (рис. 4).

Максимальное повышение температуры многолетнемерзлых толщ наблюдалось в 1991 г., когда ее значения на глубинах 14—15 м поднимались до отметки –0,1 °С. В это же время глубина сезонного протаивания впервые за весь период наблюдений достигла значения 5,0 м. При этом максимум средней годовой температуры воздуха на этом отрезке времени был отмечен годом ранее (см. рис. 4,*а*, *б*). Увеличение мощности сезонноталого слоя относительно температуры воздуха имело сдвиг по фазе 1 г. и в 1995 г. Характерно, что подобная инертность деятельного слоя проявляется при его мощности более 4,5 м, тогда как в первоначальный период наблюдений (1974—1977 гг.) эти значения не превышали 3,5 м и изменение глубины сезонного протаивания происходило синхронно с колебаниями температуры воздуха.

Увеличение среднего значения глубины сезонноталого слоя с 1974 по 1997 гг., в различных пунктах наблюдений составило 30 %, максимальное — 38 %. Как было показано выше, это вызвано общим потеплением климата в регионе.

ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

На сегодняшний день имеется достаточно много работ, посвященных исследованию временных рядов с целью изучения периодичности метеорологических величин. Выделение основных структурных элементов ряда (элементарных гармоник с определенными периодами) с дальнейшей экстраполяцией только этих составляющих неоднократно использовалось в мировой практике [*Миланкович, 1939; Дзердзеевский, 1968; Дроздов, Григорьева, 1971; Currie, 1981; Ершов и др., 1996*].

Для получения спектра ряда среднегодовых температур воздуха, зафиксированных на ГМО Алматы, использован метод Диминга [*Deeming, 1975*]. Анализ показал, что основными образующими ритмами хода средней годовой температуры воздуха здесь являются периоды продолжительностью 182; 81; 22; 8 и 3,4 года. Полученные периоды могут быть сопоставлены с 80-90-летним ритмом солнечной активности и 22-летней периодичностью перемены магнитной полярности солнечных пятен, что может являться дополнительным прогностическим признаком. Кривая, синтезированная на основе полученных данных (рис. 5), показала удовлетворительное совпадение периодов повышения и падения температуры, отраженных натурной кривой в течение инструментальных наблюдений.

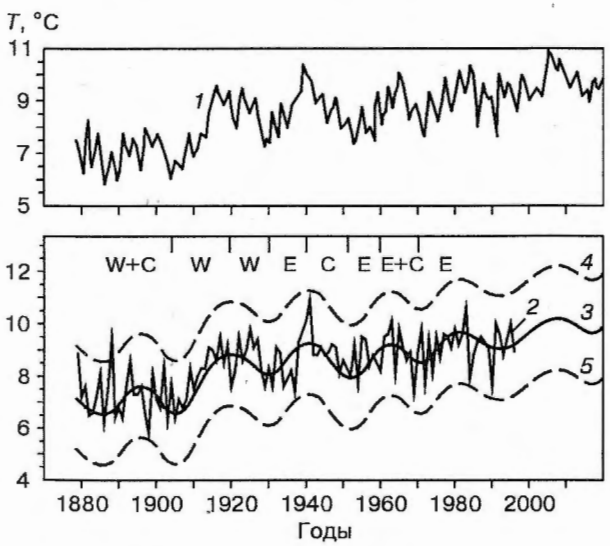


Рис. 5. Анализ векового хода средней годовой температуры воздуха по данным ГМО Алматы и прогноз до 2020 г.

1 — кривая, полученная в результате гармонического синтеза; *2* — ход средней годовой температуры воздуха по данным метеостанции; *3* — синтетическая кривая, отфильтрованная низкочастотным фильтром; *4*, *5* — отклонения от расчетных значений с 5 и 95 % -й обеспеченностью соответственно; W, C, E — формы циркуляции атмосферы по Г. Я. Вангенгейму и их временные интервалы.

Сопоставление ритмов изменения температуры воздуха с формами циркуляции атмосферы по классификации Г. Я. Вангенгейма показало, что переход от одной формы циркуляции к другой происходит вблизи точек экстремума 22-летнего цикла изменения температуры (см. рис. 5). Известно, что изменение числа суток с формами циркуляции атмосферы, выделенные Вангенгеймом W, C, E отражают направление воздушного потока в средней тропосфере и описываются параболическим трендом. Этот процесс в настоящее время является достаточно точно прогнозируемым, и в виду его тесной корреляции с термическим режимом приземного слоя воздуха, для исследуемого региона, это может служить надежным предиктором.

Для прогнозной оценки возможного изменения температуры воздуха в будущем рассматривались два варианта. В первом варианте предполагается, что температура воздуха будет изменяться в соответствии с естественно-природной динамикой климата. Второй предусматривает возможное глобальное потепление с наложением фактора парниковых газов.

Согласно оценкам, полученным ранее, ожидаемое антропогенное повышение средней глобальной температуры воздуха к 2025 г. составит 2 °C, а к середине XXI в. оно достигнет 3—4 °C [*Предстоящие изменения..., 1991*]. Анализ более поздних данных позволяет считать, что возможному влиянию парникового эффекта при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере будет соответствовать повышение средней глобальной температуры в пределах 1,5—2,0 °C [*Кондратьев, 1996; Velichko et al., 1995*]. Принимая во внимание тенденции изменения глобального климата и основываясь на полученных прогнозных данных, можно предположить, что для высокогорных районов Северного Тянь-Шаня ожидаемое повышение температуры к 2020 г. может составить 2,5—2,8 °C по сравнению с концом XIX в.

Для целей геокриологического прогноза наибольшее значение имеет количество осадков, выпадающих в течение холодного периода. Увеличение снегоотложений даже при неизменной температуре воздуха может вызвать повышение температуры мерзлых толщ и увеличение глубины сезонного протаивания.

Предполагаемое изменение количества осадков в течение холодного периода было принято на основе синтетической кривой, полученной по аналогии с температурными данными. Основными образующими гармониками хода количества осадков в холодный период являются 140, 64, 20—24, и 7-8-летние циклы. На рис. 6 представлена прогнозная кривая хода изменения

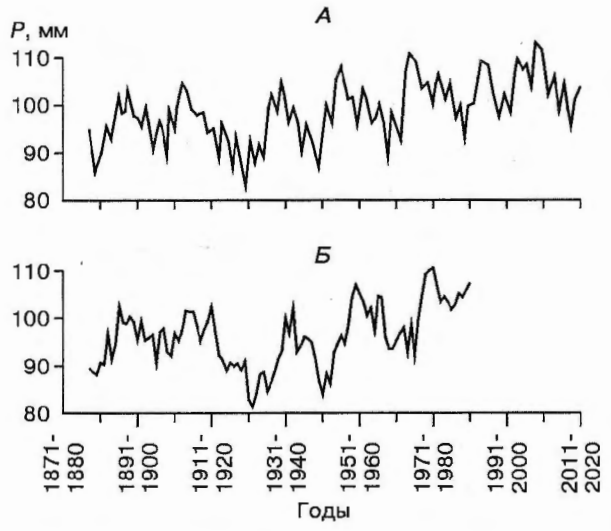


Рис. 6. Анализ векового хода значений сумм осадков в течение холодного периода в районе города Алматы и прогноз до 2020 г.

А — синтетическая кривая, *Б* — по данным наблюдений ГМО Алматы.

количества осадков в течение холодного периода и данные инструментальных наблюдений по ГМО Алматы, осредненные по десятилетиям. В соответствии с прогнозом можно предположить, что в начале XX столетия их количество возрастет, а в интервале 2010—2020 гг. уменьшится. Близкие по существу оценки были получены Н.М. Борщевой [*1989*] на основе реконструкции и прогноза осадков холодного периода в Заилийском Алатау по дендрохронологическим данным.

ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Для приближенной прогнозной оценки реакции многолетней криолитозоны Северного Тянь-Шаня на предполагаемые климатические изменения проведена серия расчетов по программе, представляющей реализацию разностного алгоритма численного решения одномерной многофронтовой задачи типа Стефана. На верхней границе расчетной области задавались граничные условия 3-го рода, на нижней — постоянное значение теплопотока, характерное для исследуемого района, 25—30 мВт/м^2.

В качестве примера рассматривался район перевала Жусалыкезен (Северный Тянь-Шань, хр. Заилийский Алатау, 43°05′ с.ш., 76°55′ в.д., абс. высота 3336 м). В этом месте, в диапазоне абсолютных высот 3320—3350 м, расположена сеть термометрических скважин и, начиная с 1973 г., проводятся работы по программе геокриологического мониторинга. В течение расчетного периода 1980—1995 гг. в качестве верхних граничных условий задавались средние многолетние данные средней месячной температуры воздуха и мощности снежного покрова. В дальнейшем производилось изменение входных параметров до прогнозных значений. Теплофизические и влажностные характеристики грунтов задавались в соответствии с данными реальных геологических разрезов. Расчет производился для слабольдистых (до 5 %) и льдистых (до 40 %) рыхлых отложений, а также для скальных пород.

Прогностические расчеты охватывают период 1995—2020 гг. При этом оценивались динамика изменения температуры горных пород по глубине (рис. 7) и изменение мощности сезонно-талого слоя (рис. 8). Согласно расчетам, на конец прогнозного периода льдистые мерзлые толщи будут иметь практически безградиентный термический режим и произойдет разрыв слоя сезонного промерзания с кровлей многолетней мерзлоты. Глубина залегания кровли мерзлых пород к 2020 г. составит примерно 5,7 или 6,5 м, в зависимости от принимаемого варианта климатических изменений. Мощность слоя сезонного промерзания колеблется в пределах 4,5—5,2 м. В дальнейшем расчеты проводились для диапазона абсолютных высот 2700—4000 м, с шагом по высоте 100 м.

Как показали расчеты, наиболее существенные преобразования произойдут в грунтах с низким содержанием влаги в подпоясах островного

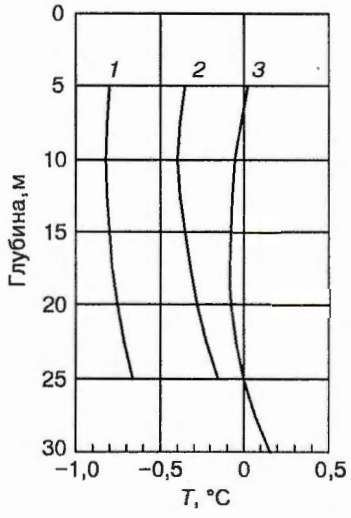


Рис. 7. Геотермические профили в рыхлообломочных, льдистых (до 40 %) отложениях в районе перевала Жусалыкезен (скв. № 1).

1, *2* — соответственно 1975 и 1995 гг. (по данным термометрии); *3* — прогнозная кривая в соответствии с естественно-природной динамикой климата (2020 г.).

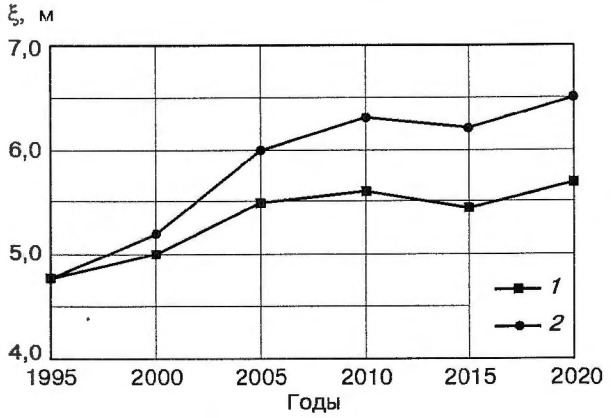


Рис. 8. Прогноз изменения глубины сезонноталого слоя (ξ) в рыхлообломочных льдистых отложениях Северного Тянь-Шаня (абс. высота 3300 м).

1 — при естественной динамике климата; *2* — с учетом возможного глобального потепления.

и прерывистого распространения мерзлых пород (2700—3500 м). У нижней границы этих высотных зон будет наблюдаться исчезновение небольших по площади островов мерзлоты, другие уменьшатся в размерах. В итоге произойдет увеличение абсолютных высот нижней границы распространения многолетней мерзлоты, которое к 2020 г. может составить около 200—250 м.

В табл. 2 показано высотное положение границ геокриологических подпоясов, их площадь, величина изменения высотных границ (ΔH) и площадей (ΔS) в пределах пояса многолетнего промерзания горных пород, в соответствии с прогнозом на 2020 г.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ

Решение подобных задач предусматривает создание геокриологических прогнозных карт, которые позволяют оценить преобразования высокогорной криолитозоны в целом. С этой целью на основе расчетных данных была составлена геокриологическая прогнозная карта масштаба 1 : 200 000, отражающая региональные закономерности изменения высотных границ и площадей распространения многолетнемерзлых пород для исследуемого региона (рис. 9).

В основу методики картографирования был положен принцип геокриологической высотной поясности [*Горбунов, 1976*]. На карте показаны границы распространения сплошной, прерывистой и островной мерзлоты, в пределах пояса многолетнего промерзания горных пород. Как показали расчеты, на абсолютных высотах до 3600 м на южных и до 3400 м на склонах других экспозиций, к 20 г. будущего столетия в рыхлообломочных отложениях могут образовываться несливающиеся многолетнемерзлые толщи. Это обстоятельство позволило выделить область распространения несливающейся мерзлоты.

При построении карт использован подход, при котором учитывались различия в расположении высотных границ геокриологических подпоясов на северном и южном макросклонах, имеющих наибольшие контрасты термического режима горных пород. Основой для определения этих высотных уровней явились следующие предпосылки:

— разница по абсолютной высоте расположения концов ледников на северном и южном макросклонах в Заилийском Алатау составляет 200—250 м [*Каталог ледников..., 1976*];

Таблица 2. Высотное положение границ на северном и южном макросклонах (м, абс.), площади геокриологических подпоясов и изменение высоты их нижних границ (ΔH) и площади (ΔS) в соответствии с прогнозом на 2020 г. для Северного Тянь-Шаня

Характеристики геокриологических подпоясов	Геокриологические подпояса						Высотные границы распространения несливающейся мерзлоты	
	сплошного распространения ММП		прерывистого распространения ММП		островного распространения ММП			
	С	Ю	С	Ю	С	Ю	С	Ю
Современное состояние								
Высотное положение	>3500	>3600	3500—3200	3600—3400	3200—2700	3400—3000	—	—
Площадь, км^2	2146		1656		1807		—	
Прогноз на 2020 г.								
Высотное положение	>3550	>3700	3550—3300	3700—3500	3300—2900	3500—3250	3400—2900	3600—3250
Площадь, км^2	2034		1498		1447		2246	
ΔH, м	50	100	100	100	200	250		
ΔS, км^2	112		158		360			
ΔS, %	5,2		9,5		19,9			

Примечание. Прочерк — отсутствуют данные, позволяющие выделить границы и площадь распространения данной области.

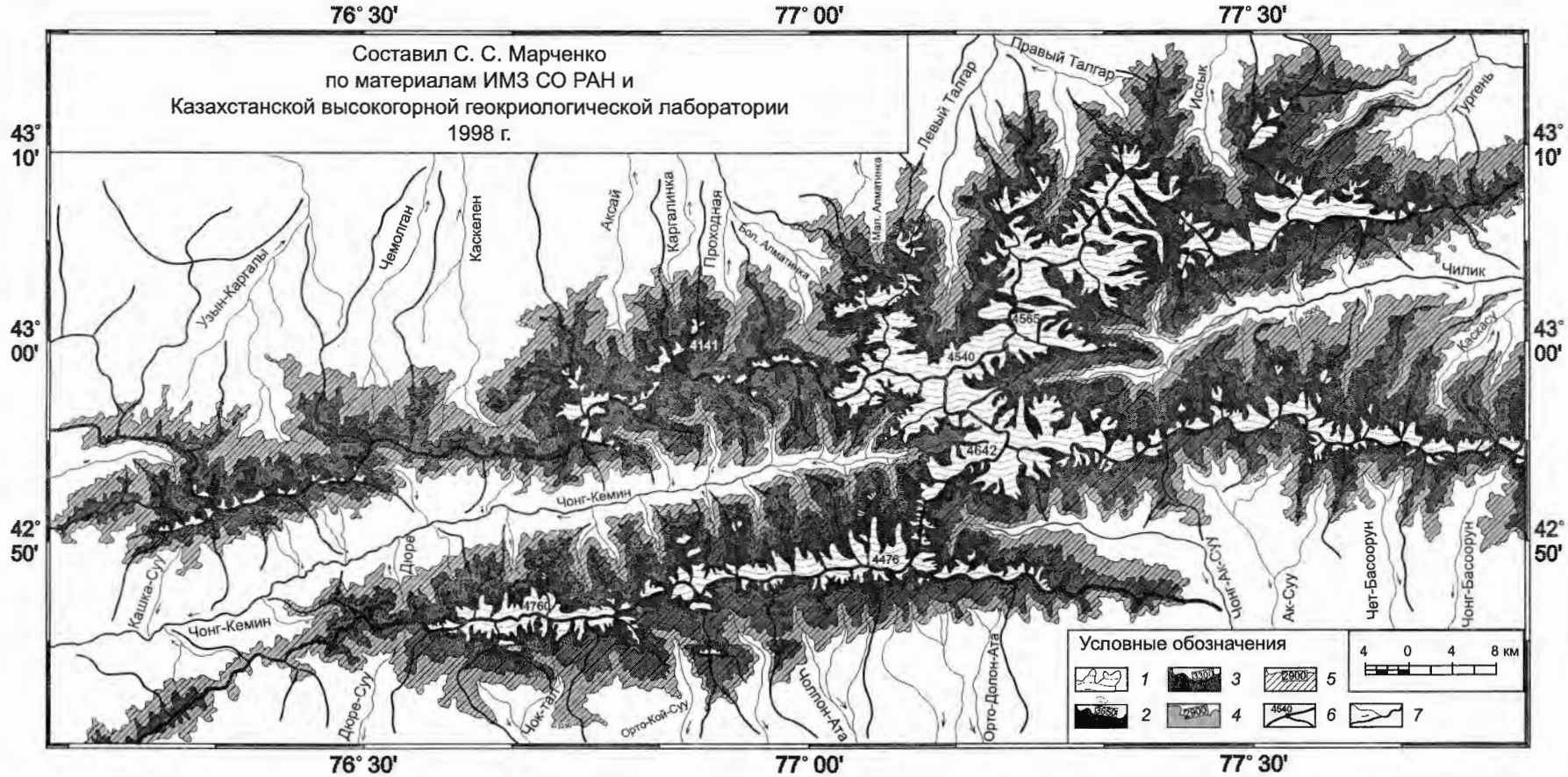


Рис. 9. Прогнозная карта распространения многолетнемерзлых пород в центральной части Северного Тянь-Шаня на 2020 г.

1 — границы оледенения; *2* — область сплошного распространения многолетней мерзлоты; *3* — область прерывистого распространения многолетней мерзлоты; *4* — область распространения островной многолетней мерзлоты; *5* — область распространения несливающейся мерзлоты; *6* — водоразделы между главными бассейнами, вершины и их абсолютные отметки; *7* — реки.

— разность высот приведенной фирновой линии между северным и южным склонами хребта на всем его протяжении остается постоянной и составляет в среднем 200—220 м [*Северский, Благовещенский, 1983*];

— геотермические наблюдения в Заилийском Алатау на абсолютной высоте 3300 м показали, что разница в температурах грунтов на южном и северном склонах на глубине 15—20 м составляет 1,5—2 °С.

Принимая величину гипсогеотермического градиента равной 0,65 °С/100 м для Заилийского Алатау [*Горбунов, 1986*], перепад высот с эквивалентными значениями температуры в однотипных по морфологии и составу породах для северного и южного склонов составит 250—300 м. Таким образом, разница в высотном положении нижней границы геокриологических подпоясов на северном и южном макросклонах для Заилийского Алатау будет составлять:

— сплошной мерзлоты — 50—100 м;

— прерывистой — 150—200 м;

— островной — 250—300 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Прогнозная оценка изменения климата в ближайшие десятилетия показала, что самые неблагоприятные условия для существования альпийской криолитозоны в Северном Тянь-Шане можно ожидать в период 2005—2015 гг. — в это время ожидается максимум потепления в течение последних 200 лет.

Увеличение абсолютных высот нижней границы распространения многолетней мерзлоты к 2020 г. может составить около 200—250 м. Сокращение площади островного распространения мерзлых пород к этому моменту может достигнуть 20 %. Ниже высотного уровня 3400 м будет образовываться мерзлота несливающегося типа с глубиной залегания кровли 6—7 м.

Автор благодарит С. А. Курашкина за помощь при проведении термометрических наблюдений, д-ра А. В. Кусакина и д-ра В. П. Горанского, сотрудников Государственного астрономического института им. Штернберга, М. Брегера (Dr. M. Breger), Астрономический институт в Вене за любезно предоставленные программы, реализующие методы спектрального оценивания. Особую признательность автор выражает сотрудникам кафедры геокриологии геологического ф-та МГУ Н. А. Барановой и А. В. Медведеву за консультации и участие в создании вычислительных процедур решения задач теплообмена.

Литература

Борщева Н. М. Реконструкция осадков холодного периода в Заилийском Алатау дендрохронологическими методами // Ледники, снежный покров и лавины в горах Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1989, с. 126—132.

Вилесов Е.Н., Уваров В. Н. Колебания горных ледников как индикатор изменения климата // Гидрометеорология и экология. Алматы, 1997, № 3, с. 165—175.

Горбунов А. П. Криосфера земной коры горных стран // Вопросы криологии Земли. М., 1976, с. 36—48.

Горбунов А. П. Криолитозона Центрально-азиатского региона. Якутск, 1986, 57 с.

Дзердзеевский Б. Л. Флюктуации климата и проблема сверхдолгосрочного прогноза // Изв. АН СССР, сер. геогр., 1968, № 5, с. 43—55.

Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1971, 158 с.

Ершов Э. Д., Максимова Л. Н., Медведев А. В. Комплексная методика определения верхних граничных условий для целей геокриологического прогноза (на геологические и исторические отрезки времени) // Мат-лы первой конф. геокриологов России, т. 2. М., 1996, с. 292—308.

Каримов К. А., Гайнутдинова Р. Д. Изменения регионального климата, обусловленные природными факторами и антропогенным воздействием // Тез. докл. Междунар. конф. „Высокогорные исследования: изменения и перспективы в XXI веке". Бишкек, 1996, с. 244.

Каталог ледников СССР. Т. 13. Центральный и Южный Казахстан, вып. 2. Бассейн оз. Балхаш, ч. 1—7. Л., Гидрометеоиздат, 1976, 79 с.

Кондратьев К. Я. Новые тенденции в исследованиях глобального климата // Изв. РГО, 1996, т. 128, вып. 6, с. 47—54.

Кондратьев К. Я., Никольский Г. А. Солнечная активность и климат. 1. Данные наблюдений. Конденсационная и озонная гипотезы // Исследования Земли из космоса. 1995, вып. 5, с. 3—17.

Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.-Л., ГОНТИ, 1939, 207 с.

Предстоящие изменения климата // Совместный советско-американский отчет о климате и его изменениях / Под ред. М. И. Будыко, Ю. А. Израэля, М. С. Маккракена, А. Д. Хекта. Л., Гидрометеоиздат, 1991, 271 с.

Северский И. В., Благовещенский В. П. Оценка лавинной опасности горной территории. Алма-Ата, Наука, 1983, 220 с.

Climate Change 1995. The Science of Climate Change. Contribution of Working Group 1 to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press. 1995, 467 p.

Currie R. G. Solar Cycle Signal in Air Temperature in North America: Amplitude, Gradient, Phase and Distribution // J. Atmos. Sci., 1981, vol. 38, p. 808—818.

Deeming T. J. Fourier Analysis with Unequally-Spaced Data // Astrophys. and Space Sci., 1975, vol. 36, p. 137—158.

Gorbunov A. P. The Warming of Permafrost of the Tien Shan // Global Changes and Geography. Moscow, 1995, p. 125 (Abstruct).

Haeberli W. Accelerated Glacier and Permafrost Changes in the Alps // Mountain Environments in Changing Climates / M. Beniston (Ed.). Routledge, London and New York, 1994, p. 91—107.

Haeberli W., Guodong C., Gorbunov A. P., Harris S. A. Mountain Permafrost and Climatic Change // Permafrost and Periglacial Processes, 1993, vol. 4, p. 165—174.

King L., Gorbunov A. P., Evin M. Prospecting and Mapping of Mountain Permafrost and Associated Phenomena // Permafrost and Periglacial Processes, 1992, vol. 3, p. 73—81.

Velichko A. A., Borisova O. K., Zelikson E. M., Nechayev V. P. Permafrost and Vegetation Response to Global Warming in North Eurasia // Biotic Feedbacks in the Global Climatic System. New York, Oxford. Oxford Univ. Press, 1995, p. 134—156.

Wang B., French H. M. Climate Controls and High-Altitude Permafrost, Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, China // Permafrost and Periglacial Processes, 1994, vol. 5, p. 87—100.

Поступила в редакцию
20 октября 1998 г.

Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 22—32

УДК 551.345.1(268.53)

МОЩНОСТЬ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ
(*результаты моделирования*)

Н. Н. Романовский, А. Л. Холодов, А. В. Гаврилов, В. Е. Тумской, Г.-В. Хуббертен*, Х. Кассенс**

Кафедра геокриологии, Геологический факультет, Московский Государственный Университет им. М. В. Ломоносова, 119899, Москва, Воробьевы горы, Россия
** Институт морских и полярных исследований им. Альфреда Вегенера, Потсдам, Германия*
*** ГЕОМАР, Киль, Германия*

На основании опубликованных ранее работ и уточненных палеогеографического сценария и геологической модели проведено компьютерное моделирование эволюции шельфовой мерзлоты в восточной части моря Лаптевых за время последнего гляциоэвстатического цикла. Построена карта современных мощностей мерзлых толщ и установлен ряд новых закономерностей их распространения. Мощности мерзлых толщ на одинаковых глубинах увеличиваются зонально к северу, достигая наибольших значений к северу от о-ва Котельный (450—520 м, изобата −20 м); мощности уменьшаются с возрастанием глубины моря, сокращаясь до 50—80 м вблизи бровки шельфа. Исторически мерзлота шельфа достигла максимума примерно 18 тыс. лет назад. В настоящее время она находится в разных стадиях деградации. Ниже мерзлых толщ повсеместно находится горизонт охлажденных отложений мощностью 50—120 м.

Море Лаптевых, мощность мерзлых толщ, шельфовая мерзлота, математическое моделирование, гляциоэвстатический цикл

ICE-BONDED PERMAFROST THICKNESS IN THE EASTERN PART OF THE LAPTEV SEA SHELF
(*results of computer modeling*)

N. N. Romanovskii, A. L. Kholodov, A. V. Gavrilov, V. E. Tumskoy, H. W. Hubberten*, H. Kassens**

Geocryological Department, Faculty of Geology, Moscow State University, 119899, Moscow, Russia; e-mail: nromanovsky@glas.apc.org
** Alfred-Wegener-Institute for Polar and Marine Research, Potsdam, Germany; e-mail: hubbert@ awi-potsdam.de*
*** GEOMAR, Kiel, Germany; e-mail: hkassens @ geomar.de*

Computer modeling of offshore permafrost thickness have been performed on the basis of specified paleogeographical scenario and geological model for the last glacial-eustatic cycle. The map of ice-bonded permafrost thickness was compiled and some regularities of their distribution were improved. Ice-bonded permafrost thickness increases at the same sea depth northward according to permafrost temperature zonation. The maximal ice-bonded permafrost thickness is found northward of Kotel'ny island (450—520 m, isobate −20 m). The thickness decreases with an increasing sea depth to 50—80 m near the edge of the shelf. During the above mentioned cycle the maximal thickness of offshore permafrost was in 18 ka B P. Recent offshore permafrost varies in a state of degradation. Ice-bonded permafrost everywhere overlies a layer of 50—120 m thick cryotic deposits.

Laptev Sea shelf, offshore permafrost thickness, glacioeustatic cycle, mathematical simulation

ВВЕДЕНИЕ

Авторами настоящей статьи для шельфа моря Лаптевых ранее были опубликованы палеогеографический сценарий развития в течение последнего гляциоэвстатического цикла (120 тыс. лет назад — современность) и геологическая модель шельфа, адаптированные для математического моделирования шельфовой мерзлоты [*Романовский и др., 1997* а,б]). В тех же и других работах [*Romanovskii et al., 1998*] приведены также результаты тестового моделирования мощности многолетнемерзлых пород (ММП) на шельфе. Последние имели предварительный характер. На основании суммы полевых фактических данных и результатов моделирования был сделан вывод о практически сплошном распространении ММП на всей площади шельфа моря Лаптевых.

Использование новой расчетной схемы, а также уточнение некоторых данных по палеогеографии и геологическому строению региона поз-

© Н. Н. Романовский, А. Л. Холодов, А. В. Гаврилов, В. Е. Тумской, Г.-В. Хуббертен, Х. Кассенс, 1999

волили получить более точные расчетные данные по мощностям мерзлоты в восточной части Лаптевского шельфа и построить схематическую карту их распределения.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ СЦЕНАРИЙ

Основные природные события в развитии шельфа в позднем плейстоцене-голоцене освещены ранее [*Романовский и др., 1997* б]. В настоящем сообщении конкретизируется информация об исходных позициях реконструкции истории развития Лаптевского шельфа в течение последнего гляциоэвстатического цикла, включающего поздний плейстоцен и голоцен.

В целях наглядности и краткости изложения материал по эволюции природной и мерзлотной обстановки дается в сравнении с современностью (рис. 1,*А, Б*) в виде схематических палеогеотемпературных карт (рис. 2) и принципиальных геокриологических разрезов (рис. 3) для пограничной зоны суша-шельф в климатические (и мерзлотные) экстремумы и „переломные" эпохи.

Исходные позиции реконструкции истории развития шельфа моря Лаптевых можно охарактеризовать следующим образом.

1. Формирование и деградация ММП на шельфе моря Лаптевых связаны с его осушением в процессе регрессии моря и затоплением во время трансгрессии. Основной причиной регрессий и трансгрессий моря Лаптевых являлись гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана. Оледенений и обусловленных ими гляциоизостатических движений в регионе не было. Это обстоятельство позволяет использовать кривые изменения уровня Мирового океана, полученные в последние годы, для реконструкции изменений во времени границы суша-море на Лаптевском шельфе: в интервале 120—18 тыс. лет назад по [*Chappel et. al., 1996*] и в интервале 18 тыс. лет назад — современность по [*Fairbanks, 1989*].

2. В восточно-азиатском секторе Арктики каргинская трансгрессия отсутствовала. Этому времени соответствует накопление „ледового комплекса" на осушенной части шельфа, Новосибирских о-вах и приморских низменностях Якутии. Это подтверждается результатами обобщения C^{14}-датировок по „ледовому комплексу" и подстилающим отложениям. Об этом же свидетельствуют данные изотопно-кислородных анализов донных отложений, результаты палеогляциологических и палеогеодезических исследований, сведения о которых приведены ранее [*Романовский и др., 1997* б]. Уровень Мирового океана в каргинское время не поднимался выше современных изобат −35, −70 м [*Chappel et al., 1996*]. В пользу отсутствия каргинской трансг-

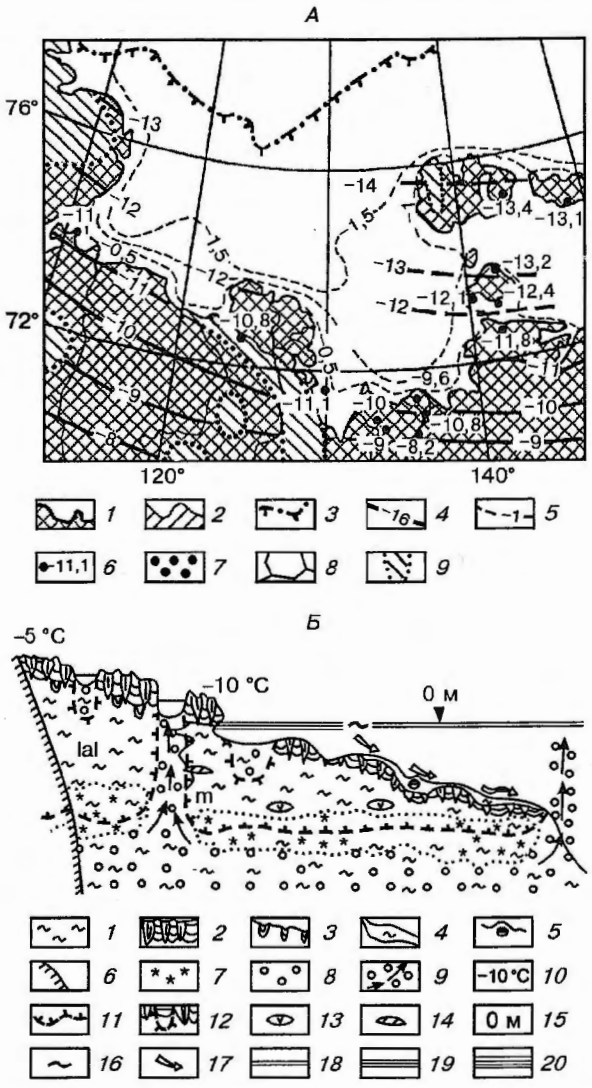


Рис. 1. Схематические геокриологические карта (*А*) и разрез (*Б*) региона моря Лаптевых (генерализация для современных условий).

А: *1* — современная суша — низменности со сплошным распространением ММП; *2* — осушенная часть шельфа в многолетнемерзлом состоянии; *3* — граница реликтовых мерзлых толщ на шельфе; *4* — среднегодовая температура пород, °С; *5* — среднегодовая температура донных отложений, °С; *6* — скважины и среднегодовые температуры пород по ним, °С; *7* — территория короткопериодных регрессий и трансгрессий в каргинское время; *8* — паковые морские льды; *9* — современная суша — горные районы со сплошным распространением ММП.

Б: *1* — рыхлые четвертичные отложения; *2* — „ледовый комплекс"; *3* — псевдоморфозы по ледяным жилам; *4* — современные морские отложения; *5* — субмаринные булгунняхи; *6* — граница коренных и рыхлых пород; *7* — газогидраты; *8* — газонасыщенные породы; *9* — потоки парниковых газов; *10* — среднегодовая температура пород; *11* — граница многолетнемерзлых пород; *12* — термокарстовые озера и подозерные талики; *13* — ледяные линзы; *14* — линзы пород, насыщенных криопэгами; *15* — уровень моря; *16* — полынья; *17* — молодой лед; *18* — припайный лед; *19* — паковый лед.

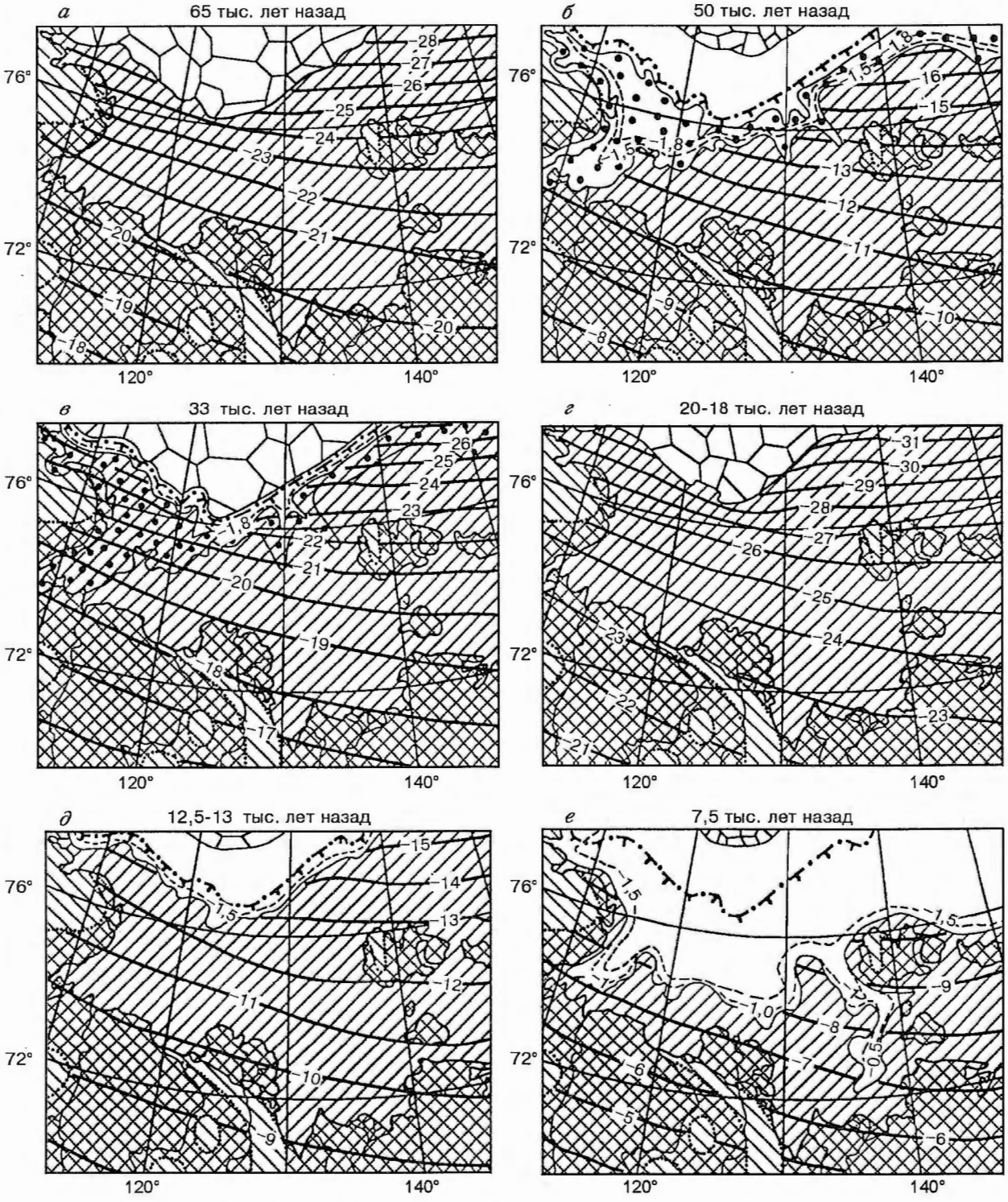
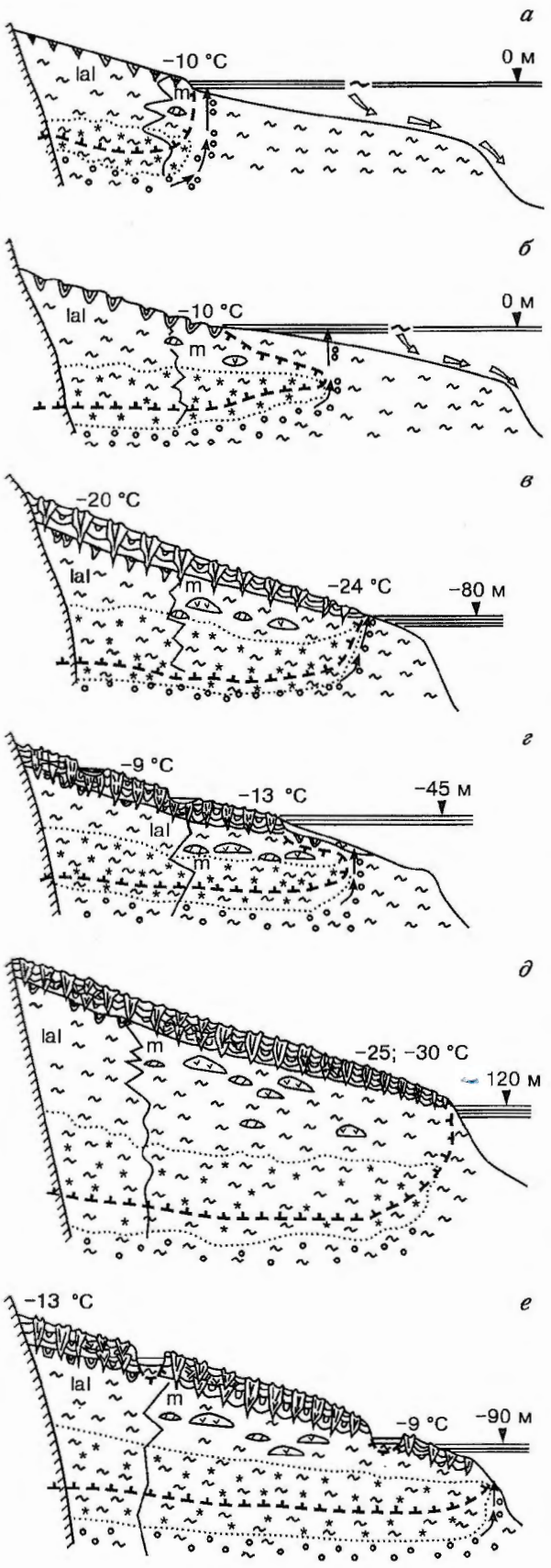


Рис. 2. Схематические палеогеокриологические карты.

Усл. обозн. см. на рис. 1,*А*.



рессии не только в восточном, но и в западном секторах российской Арктики приводятся доводы в обобщении В. А. Зубакова [*1986*].

3. В использованном для моделирования палеогеографическом сценарии авторами приняты предположения: а) о совпадении границ моря в казанцевское время с современными и б) об отсутствии ММП под морем в конце казанцевской трансгрессии (см. рис. 3,*а*).

Оговоримся, что отсутствие казанцевских морских отложений на современном побережье и наличие в основании ряда береговых разрезов средне- и(или) раннечетвертичных синкриогенных отложений с повторно-жильными льдами [*Романовский, 1958; Архангелов и др., 1996*] свидетельствуют о возможности существования на мелководных участках шельфа „доказанцевских" мерзлых толщ (см. рис. 3,*б*).

4. Изменения среднегодовых температур воздуха и пород во времени для региона моря Лаптевых принимались в целом синхронными общепланетарным колебаниям уровня океана и климата. Последние, в частности, зафиксированы в ледниковом керне на станции Восток (Антарктида) [*Barnola et al., 1987; Котляков, Лориус, 1992 и др.*]. Колебания среднегодовых температур пород $-t_{ср}$ для региона моря Лаптевых были уточнены по времени; значения $-t_{ср}$ приняты для северо-востока России по результатам обобщения данных палеогеографических и палеомерзлотных исследований Н. В. Кинд, Н. В. Хотинского, Т. Н. Каплиной, В. В. Баулина и Н. С. Даниловой, Н. Н. Романовского, А. А. Величко, В. Н. Конищева, В. А. Зубакова, Н. Н. Борзенковой и др.

При построении кривых изменения $t_{ср}$ во времени было учтено, во-первых, существование геотемпературной зональности в настоящем и в прошлом и, во-вторых, изменения среднегодовых температур придонных слоев морской воды $t_{дн}$. Различия $t_{дн}$ учитывались как для разных этапов последнего регрессивно-трансгрессивного цикла, так и в зависимости от географической широты и местоположения относительно устьев рек. Поэтому названные кривые строились для разных географических широт [*Романовский и др., 1997* б].

Рис. 3. Схематические палеогеокриологические разрезы шельфа моря Лаптевых и прилегающей суши.

а и *б* — конец казанцевской трансгрессии (110 тыс. лет назад); *в* — зырянское время; *г* — каргинская эпоха (50 тыс. лет назад — теплый временный интервал); *д* — сартанский криохрон (20—18 тыс. лет назад); *е* — эпоха потепления на рубеже плейстоцена и голоцена (13—12,5 тыс. лет назад). Усл. обозн. см. на рис. 1,*Б*.

Период регрессии моря является этапом аградации мерзлоты. Для него характерны следующие особенности.

1. Осушение шельфа началось 112—110 тыс. лет назад. В отдельные короткие периоды оно прерывалось наступлением моря. Таким образом, аградация мерзлоты в прибрежной полосе на некоторое время сменялась ее деградацией (табл. 1). Наиболее значительное понижение уровня моря произошло в сартанский гляциальный максимум-термический минимум (криохрон) примерно 20—18 тыс. лет назад. По геолого-геоморфологическим, палеогляциологическим, изотопно-кислородным и палеогеодезическим оценкам понижение уровня океана составляло от 100 до 140 м [*Селиванов, 1996*]. Этапность осушения шельфа нашла выражение в последовательном сокращении периода промерзания пород от внутренних частей оголенного шельфа к его периферии. Этап аградации мерзлых толщ изменяется от 105—100 тыс. лет между современной береговой линией и изобатой −20 м до 11 тыс. лет вблизи изобаты −100 м (см. табл. 1). При адаптации палеогеографического сценария для моделирования этапы кратковременных циклов отступания-наступания моря (например, этап от 110 до 80 тыс. лет назад для диапазона глубин −20, −45 м) были исключены из времени экспансии мерзлоты на север и ее аградации [*Romanovskii et al., 1998*].

2. Периодические колебания температуры пород происходили в основном в обстановке высокой их суровости. Температура воздуха и пород наиболее низких значений, по данным В. Т. Балобаева, А. А. Величко, Т. Н. Каплиной, И. И. Борзенковой и др. (на 8—15 °С ниже современных), достигли в экстремуме сартана (20—18 тыс. лет назад; см. рис. 2,*г*, 3,*д*). Похожие величины получены по ледниковым кернам Гренландии и Антарктиды [*Barnola et. al., 1987; Dansgaard et. al., 1993 и др.*], а также по данным криолитологических реконструкций В. Н. Конищева [*1998*]. Зырянское время (см. рис. 2,*б*, 3,*в*) характеризовалось температурами примерно на 1—2 °С теплее сартанского [*Архангелов и др, 1996; Barnola et al., 1987 и др.*]. Нами было принято, что понижение $-t_{ср}$ во время последнего сартанского криохрона составляло −10 °С, а в зырянский криохрон на −8 °С.

3. Каргинская эпоха (50—25 тыс. лет назад) была временем температурных контрастов. Об этом свидетельствуют данные ледниковых кернов станций Восток [*Barnola et. al., 1987*], Саммит [*Dansgaard et. al., 1993*], разрезы приморских низменностей Восточной Якутии и Новосибирских о-вов [*Каплина, Ложкин, 1982 и др.*] и датировки жиганской стадии оледенения Верхоянских гор [*Кинд, 1975*]. В теплые временные интервалы (см. рис. 2,*б*; 3,*г*) происходили „вспышки“ озерного термокарста с образованием несквозных подозерных таликов. В холодные (см. рис. 2,*в*) — на равнинах продолжал накапливаться „ледовый комплекс“, в горах формировалось мощное оледенение [*Кинд, 1978*].

4. При регрессии моря на шельфе происходило промерзание осадков и пород, насыщенных морской водой. Температура их замерзания (таяния) составляла примерно −2 °С. Поэтому аградация мерзлоты сопровождалась образованием линз с криопэгами, появлением и последующим расширением зоны стабильности гидратов газов (см. рис. 3,*в*, *д*).

5. Холодные эпохи позднего плейстоцена характеризовались гидрологической изоляцией Ледовитого океана, образованием на всей его площади мощного покрова многолетних паковых

Таблица 1. **Условия формирования ММП на шельфе моря Лаптевых, формализованные для математического моделирования**

Интервал современных глубин, м	Эволюция ММП				Колебания уровня моря и эволюция ММП в период регрессии моря
	Начало, тыс. лет назад	Конец, тыс. лет назад	Расчетная продолжительность, тыс. лет		
			аград.	деград.	
0, −20	с 115 по 110	с 7,5 по настоящее время	>100	от 7,5 до 0	Осушение шельфа, аградация ММП
−20, −65	110	87	25		Колебания уровня моря, аградация и деградация ММП
−20, −45	87	9,5	77,5	9,5	Осушение шельфа, аградация ММП
−45, −65	77	44	23		Колебания уровня моря, аградация и деградация ММП
−45, −65	44	10,5	33,5	10,5	Осушение шельфа, аградация ММП
−65, −100	44	24	20		Колебания уровня моря, аградация и деградация ММП
−65, −100	24	13	11	13	Осушение шельфа, аградация ММП
−100, −120	с 24 по 19	с 18 по 13	11—1		Осушение шельфа, аградация ММП

льдов [*Phillips, Grantz, 1997*]. Над восточным сектором Арктики и прилегающей частью Азиатского материка в течение большей части года существовал обширный антициклон, господствовали ландшафты однообразной тундро-степи, переходящей к побережью в полярную пустыню. Суровые мерзлотные условия локализовали распространение сквозных таликов исключительно подрусловыми частями долин наиболее крупных рек.

6. В палеогеографическом сценарии принято допущение о сопоставимости современной и позднеплейстоценовой геотемпературной зональности (см. рис. 1, 2). Допущение базируется на климатообразующем значении обширных многолетних паковых льдов, занимавших акваторию Арктического бассейна вплоть до самого побережья и обоснование этого допущения приводилось в публикации [*Романовский и др., 1997* б].

7. Засоленные мерзлые отложения осушенного шельфа были перекрыты континентальными незасоленными синкриогенными отложениями „ледового комплекса". Температура замерзания-оттаивания этих отложений –0 °С. Предположительно наибольшей мощности (многих десятков метров) „ледовый комплекс" достигал близ современного побережья, где шельф был осушен более 100 тыс. лет, в отрицательных новейших структурах, характеризовавшихся по С. С. Драчеву и др. [*Drachev et. al., 1995*] направленным опусканием в течение всего этого времени.

ТРАНСГРЕССИЯ МОРЯ И ДЕГРАДАЦИЯ МЕРЗЛОТЫ НА ШЕЛЬФЕ

Деградационный этап развития шельфовой мерзлоты моря Лаптевых разделяется на две фазы: первую, длившуюся от 18—16 до 8—7 тыс. лет назад, и вторую, продолжающуюся с 8—7 тыс. лет назад. до современности. Для первой фазы морской трансгрессии характерны следующие особенности.

1. Скорость подъема уровня моря при трансгрессии достигала 15 мм/год, а перемещение береговой линии внутрь шельфа 40—80 м/год. Столь быстрое перемещение берега приводило к затоплению „ледового комплекса" вместо разрушения его термоабразией. Кроме того, развитию термоабразии препятствовали большая ледовитость моря и низкая температура воды, близкая к –2 °С.

2. Деградация ММП проходила на участках размыва донных отложений и там, где морская вода непосредственно контактировала с сильнольдистыми породами. В местах осадконакопления происходило „захоронение" ледового комплекса. Темп перехода мерзлых отложений в охлажденные был здесь низким, вследствие малых скоростей диффузии солей через пылеватые продукты размыва субаэральных синкриогенных пород.

3. Трансгрессия протекала на фоне периодических колебаний климата с тенденцией к потеплению. В кратковременные криохроны формировались льдистые мерзлые толщи. Так, к похолоданию порт-брюс (15,5—14,5 тыс. лет назад) относится формирование низов алешкинской свиты на Колымской приморской низменности [*Каплина, 1981*]. В эпохи потепления на рубеже плейстоцена и голоцена на шельфе и на приморских низменностях северо-востока Евразии начинается прогрессивное развитие озерного термокарста [*Каплина, Ложкин, 1978*] (см. рис. 3,*е*) и формирование аласов. Эти процессы происходят как на низменностях, так и на шельфе. Авторы датируют его межстадиалами белинга (12,8—12,3 тыс. лет назад) и аллереда (11,8—11,0 тыс. лет назад), поскольку в бореальный оптимум голоцена аласы, как форма рельефа уже существовали.

Огромное количество несквозных подозерных таликов было затоплено на шельфе наступающим морем. Отрицательно-температурные морские воды, перекрывая талые отложения, насыщенные пресной водой, вызывали их промерзание и образование субмаринных булгунняхов [*Are, 1988*]. В то же время на низменностях прогрессивное развитие озерного термокарста продолжалось. В результате многие талики под крупными озерами из несквозных превращались в сквозные. Последние в настоящее время могут служить местами выходов газов, образующихся при разложении органического вещества, законсервированного в мерзлых отложения плейстоценового возраста [*Zimov et al., 1997*] и скопившихся ниже мерзлоты в зоне стабильности гидратов газов (см. рис. 1). Второй этап трансгрессии (8—7 тыс. лет назад — современность) характеризуется следующими особенностями.

1. Повышение уровня Мирового океана замедлилось до 1—3 мм/год. Произошли гумидизация и потепление климата, возрастание поверхностного стока и повышение температуры речных и морских вод в прибрежной полосе [*Шер, 1997*]. Это определило развитие термоабразии морских берегов, которая протекает со средней скоростью 4—6 м/год. Под воздействием этого процесса шельф моря Лаптевых за последующие 7—8 тыс. лет расширился на 30—50 км.

2. Важнейшим следствием термоабразии является уничтожение наиболее льдистой верхней части разреза четвертичных отложений. В результате этого деградация мерзлых толщ протекает быстрее, так как морские воды воздейству-

ют на малольдистые, часто засоленные отложения, имеющие температуру оттаивания ниже 0 °С. Оттаявшие и перемытые отложения разрушенных термоабразией берегов являются столь же значительным (если не более) источником поступления минерального материала в море, как и твердый речной сток.

3. В раннем голоцене по мнению Т. Н. Каплиной и А. В. Ложкина [*1978*] термокарст на приморских низменностях Восточной Якутии затухает. Однако сформировавшиеся ранее термокарстовые озера и котловины—аласы продолжают служить местами аккумуляции осадков, образующихся из протаивающих и разрушающихся отложений ледового комплекса. Это явление существенно снизило объем твердого речного стока. Вместе с тем термокарстовые озера и аласы, днища которых находились ниже уровня моря, затапливаются морем, превращаясь в лагуны.

4. Распреснение и повышение температуры морских вод в прибрежной полосе, часто до положительных значений, активизирует протаивание ММП и формирование несквозных субмаринных таликов (см. рис. 1,*Б*) в зоне, ограничиваемой берегом и изобатами −10, −15 м.

5. Образование сквозных субмаринных подрусловых и особенно подозерных таликов в результате таяния ледового комплекса в субаэральных условиях, приводило к дезинтеграции зоны стабильности гидратов газов (см. рис. 1,*Б*). Масштабы и особенности этого процесса требуют особого исследования. На этом же этапе на шельфе формируются сквозные талики по активным разломам с высокими значениями внутриземного теплового потока, а также обусловленные сейсмическими явлениями.

6. Характерной особенностью второго этапа трансгрессии стало образование речных дельт и „дельтовой мерзлоты". Последняя весьма динамична, характеризуется большими вариациями температуры и мощности, наличием эпикриогенных, син- и парасинкриогенных фаций речных, озерных, прибрежно-морских и дельтовых отложений [*Григорьев, 1966; Григорьев, 1993; Катасонов, 1972*].

7. Большое значение в сохранении мерзлоты на внешней части шельфа моря Лаптевых имеет Сибирская полынья. Ее положение в восточной части моря соответствуют глубинам 20—40 м [*Dmitrenko et al., 1995*]. С полыньей связано формирование зимой молодого льда и особо низкотемпературных тяжелых рассолов [*Deathleff, 1994; Churun, Timochov, 1995*]. Опускаясь на дно и стекая по уклону шельфа, такие рассолы со времени образования полыньи, охлаждают донные осадки, предохраняя ММП от оттаивания (см. рис. 1,*Б*). Этому воздействию подвержена периферийная часть шельфа, а также подводные части долин Лены, Яны, Хатанги и Анабара.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ШЕЛЬФА

Геологическая модель шельфа моря Лаптевых была принята согласно геоструктурным построениям, выполненным С. С. Драчевым [*Drachev et al., 1995*]. Новейшие сейсмогеологические исследования показали, что на Лаптевском шельфе развиты рифты и крупные поднятия, в свою очередь разбитые на крупные блоки глубинными разломами. В позднем кайнозое шельф испытывал общее, но дифференцированное опускание. Это привело к накоплению толщи слабо литифицированных отложений мощностью от 0,4 до 2 км. Позднекайнозойские отложения перекрыли упомянутые выше тектонические структуры и выровняли современную поверхность шельфа. Существенно, что в толщу шельфовой мерзлоты преимущественно входят именно эти отложения. Они представлены как морскими, так и континентальными фациями отложений, но при трансгрессиях насыщавшихся солеными водами.

В высшей степени вероятно, что над длительно опускавшимися блоками мощность позднеплейстоценовых континентальных синкриогенных высокольдистых отложений существенно больше, чем на поднятиях. Влияние новейших тектонических движений на изменение мощности мерзлоты установлено в тектонически активных регионах северо-востока Евразии [*Basisty, Buiskich, 1995*]. В опускающихся структурах мощность мерзлых толщ может увеличиваться по сравнению со стабильными участками. При этом опускание поверхности компенсируется накоплением синкриогенных отложений. Сходные условия прогнозируются и в тектонически активных зонах на шельфе моря Лаптевых.

ТЕПЛОВЫЕ ПОТОКИ НА ШЕЛЬФЕ

Материалы О. В. Веселова и Е. Н. Липиной [*1982*] показывают, что рифтовые области на континентах характеризуются большими вариациями величин плотности внутриземного теплового потока q. Высокая дифференцированность значений q на шельфе моря Лаптевых обусловлена его сложным тектоническим строением. Более низкие и выдержанные по площади (фоновые) значения q (40—50 мВт/м^2) характерны для тектонических блоков, а более высокие — для разделяющих их зон разломов. В последнем случае величины q могут превышать фоновые примерно в 2 раза, а локально — во много раз.

Фактические измерения тепловых потоков в регионе существуют только на суше. Так в непосредственной близости от берега моря тепловые потоки измерены в Тикси (Усть-Ленский рифт) и на о. Бол. Ляховский, расположенного в пределах тектонического поднятия.

Для западной части шельфа характерны, видимо, более низкие значения теплового потока (около 40 мВт/м^2, возможно ниже). Скважины в этой части региона находятся на 200—250 км южнее побережья на северном обрамлении Анабарского щита [*Каталог..., 1985*].

Все приведенные данные характерны для стабильных, ненарушенных тектонических блоков. Указанные значения теплового потока и были приняты при моделировании эволюции мерзлоты в пределах ненарушенных разломами блоков земной коры. Для разломов значения q при расчетах удваивались.

Для шельфа моря Лаптевых помимо новейшей тектонической активности характерна высокая сейсмичность. При этом эпицентры землетрясений тяготеют к зонам разрывных нарушений. По аналогии с сопредельными территориями, например хр. Кулар [*Афанасенко и др., 1973*], под влиянием сейсмических толчков по разломам возможно новообразование сквозных таликов, по которым начинается разгрузка подземных напорных вод.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ МОДЕЛИРОВАНИЯ ЭВОЛЮЦИИ МЕРЗЛОТЫ НА ШЕЛЬФЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Выбор характерных разрезов, состава и свойств отложений, определение нижних граничных условий осуществлялся в основном на основе сейсмо-стратиграфического и геолого-структурного районирования шельфа. Оно основано на опубликованных данных [*Drachev et al., 1995*], в которые С. С. Драчевым внесены коррективы по материалам, полученным в последние годы.

Адаптированный для моделирования сценарий учитывает время и природные условия осушения и затопления различных по батиметрии частей шельфа, продолжительность и условия аградации и деградации мерзлоты, геотемпературную широтную зональность, а также накопление, сохранение или размыв синкриогенных высокольдистых отложений, а следовательно различия в температурах замерзания-оттаивания отложений.

Сроки осушения и затопления шельфа с учетом его батиметрии, продолжительность аградации ММП при регрессии моря и деградации при его трансгрессии учитывалось в соответствии с палеогеографическими реконструкциями [*Романовский и др., 1997 а*]. В качестве верхних граничных условий использовались кривые изменения температуры на поверхности массива пород на шельфе, что соответствует условиям I-го рода [*Романовский и др., 1997 б*].

Размер модели принимался равным 3 км. На нижней границе расчетной области задавались условия II-го рода (тепловой поток). Расчеты производились для значений 50 мВт/м^2 в пределах тектонических блоков земной коры и 100 мВт/м^2 для зон тектонических разломов.

Геологические разрезы массивов, для которых проводилось моделирование, выбирались по данным геоструктурного районирования [*Drachev et al., 1995; Романовский и др., 1997 а*]. Теплофизические свойства отложений подбирались по данным, характерным для засоленных грунтов Западной Сибири, и по справочнику „Теплофизические свойства грунтов“ [*1984*].

Начальные условия задавались исходя из допущения об отсутствии ММП на шельфе моря Лаптевых к моменту осушения каждого из интервалов глубин и стационарного распределения температуры по глубине:

$$t = 0:\ T_n(z, 0) = T_n - 1(0) + zq/\lambda_n,$$

где T_n — температура на подошве n слоя, z — глубина, q — геотермический поток, λ_n — теплопроводность n слоя.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ МОЩНОСТИ МЕРЗЛОТЫ НА ШЕЛЬФЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

На основании результатов математического моделирования можно сделать следующие выводы о закономерностях пространственной изменчивости мощностей многолетнемерзлых пород (ММП) на шельфе моря Лаптевых.

В диапазоне глубин 0 м (современный берег) — изобата −20 м для 72—77° с.ш. мощность ММП увеличивается к северу. Так на изобате −20 м в пределах поднятий мощность ММП увеличивается от 310—350 м на широтах 72—73° с.ш. (мелководье к северу от дельты Яны) до 470 м на широте 77° с.ш. (севернее о-ва Котельный, рис. 4, табл. 2).

Наиболее яркой является зависимость мощности ММП от современных глубин моря. С увеличением последних происходит уменьшение мощности криолитозоны, обусловленное сокращением времени промерзания и увеличением времени деградации мерзлоты. Так на широте 77° мощность ММП уменьшается от 530—470 м на изобате −20 м до −80 и менее на изобатах −65, −100 м (см. табл. 2). Начиная с указанных изобат до внешней бровки шельфа возможно ее прерывистое распространение.

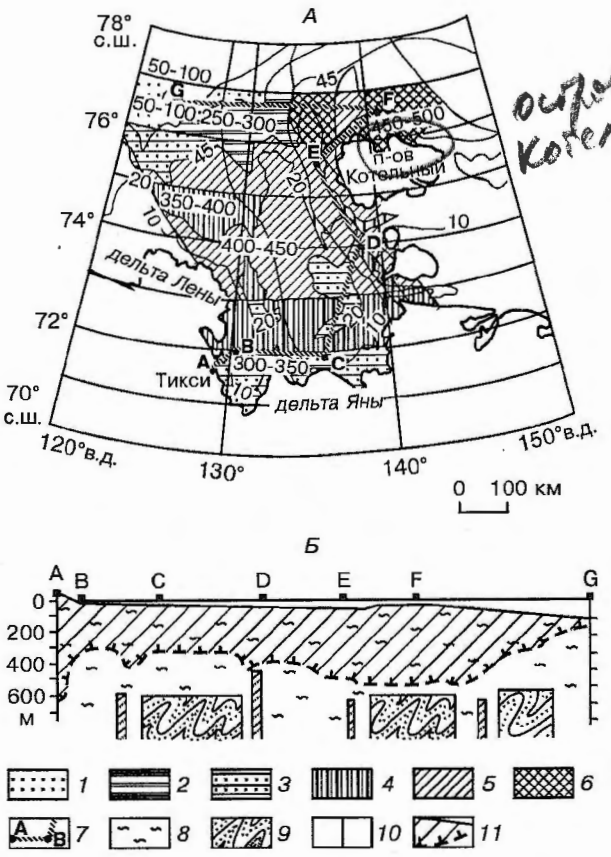


Рис. 4. Схематическая карта современных мощностей реликтовых мерзлых толщ в восточной части шельфа моря Лаптевых (*А*) и схематический разрез по линии A-B-C-D-E-F-G (*Б*) (результаты математического моделирования).

1—6 — мощность реликтовых мерзлых толщ (м): *1* — 50—100; *2* — 250—300; *3* — 300—350; *4* — 350—400; *5* — 400—450; *6* — 450—500; *7* — линия геокриологического разреза, *8* — отложения осадочного чехла, *9* — породы складчатого фундамента, *10* — тектонические разломы, *11* — многолетнемерзлые толщи и их нижняя граница.

Сложное неотектоническое строение вкупе с батиметрией определяют мозаичность в распределении мощности ММП по акватории.

Повсеместно ниже ММП в разрезе шельфовой мерзлоты находится слой охлажденных пород. Мощность этого слоя варьирует от 70 до 100—120 м. В пределах зон тектонических нарушений с высокими значениями теплопотоков ММП могут полностью замещаться охлажденными отложениями. В наибольшей степени это относится к внешней части шельфа.

В историческом аспекте наибольшей мощности толщи ММП достигли в конце сартанского криохрона (примерно 18 тыс. лет назад). Мощность толщи мерзлых пород в это время была примерно на 150—200 м больше современной (рис. 5).

Таблица 2. Современные мощности толщи многолетнемерзлых пород в восточной части шельфа моря Лаптевых (результаты моделирования)

Изобата	72° с.ш.	73° с.ш.	74° с.ш.	75° с.ш.	76° с.ш.	77° с.ш.
Положительные тектонические структуры						
−20	310	350	390	430	450	470
−45	—	—	350	370	410	450
−65	—	—	—	250	290	290
−100	—	—	—	—	—	80
Отрицательные тектонические структуры						
−20	330	370	410	450	490	530
−45	—	—	370	410	450	470
−65	—	—	—	290	310	330
−100	—	—	—	—	—	80

До начала затопления шельфа для полосы современный берег—изобаты −15, −20 м (начало затопления примерно 7 тыс. лет назад), мощность ММП изменялась весьма незначительно, несмотря на наличие кратковременных потеплений, происходивших, начиная с 16 тыс. лет назад. Эти потепления практически не влияли на мощность мерзлоты, являясь вместе с тем импульсами для начала озерного термокарста.

На участках, где верхняя часть разреза сложена синкриогенными отложениями „ледового комплекса", происходило оттаивание ММП сверху на глубину 70—100 м.

ВЫВОДЫ

Основные геокриологические особенности шельфа моря Лаптевых предопределены историей его развития, преимущественно в течение последнего гляциоэвстатического цикла (120 тыс. лет тому назад — современность).

1. Реликтовые ММП имеют практически сплошное распространение до изобат −60 — −70 м и, скорее всего, прерывистое на больших глубинах вплоть до внешней бровки шельфа.

Прогнозируется существование линейно вытянутых таликов в зонах крупных разломов с высокими величинами теплопотоков (от 100 мВт/м² и более). В русловой части палеодолин крупных рек, видимо, также существуют несквозные и сквозные талики.

2. В прибрежной зоне, до изобат −15, −20 м, известны глубокие несквозные и сквозные талики сложной конфигурации, возникшие в результате развития термокарстовых озер и влияния относительно теплых опресненных реками морских вод. Массивы мерзлых пород, кровля которых практически совпадает с морским дном, известны на месте недавно размытых островов,

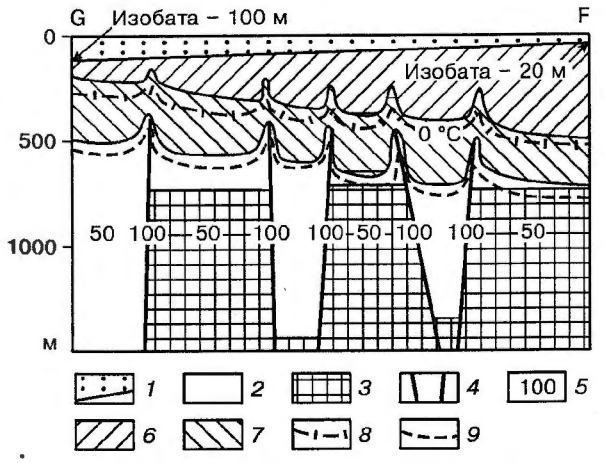


Рис. 5. Схематический геокриологический разрез по линии G—F от изобаты –20 м севернее о-ва Котельный до внешнего края шельфа.

1 — морская вода, *2* — отложения осадочного чехла, *3* — породы складчатого фундамента, *4* — тектонические разломы, *5* — плотность геотермического потока (мВт/м^2), *6* — мерзлые толщи, сохранившиеся к настоящему времени, *7* — нижняя часть мерзлой толщи, деградировавшая с момента затопления морем, *8* — современная нижняя граница криолитозоны, *9* — нижняя граница криолитозоны 18 тыс. лет назад.

слагавшихся „ледовым комплексом", и вдоль отступающих под воздействием термоабразии берегов.

3. Наибольшие мощности реликтового слоя ММП (до 520 м, возможно более) прогнозируются в полосе изобат 0—20 м в высоких широтах (севернее о-ва Котельный) в пределах грабенов платформенных структур. Еще большие мощности мерзлых толщ можно ожидать в пределах консолидированных блоков литосферы с невысокими теплопотоками (30—40 мВт/м^2) в западной части моря Лаптевых.

4. Кровля реликтового слоя ММП на шельфе повсеместно неровная. Предполагается, что наименьшая мощность неконсолидированных охлажденных (оттаявших) отложений над ММП характерна для участков, сложенных с поверхности сильнольдистыми синкриогенными породами, перекрытыми тонкодисперсными морскими голоценовыми осадками. Последние могут находиться в мерзлом состоянии.

5. Максимальных мощностей шельфовая мерзлота достигла в конце сартанского криохрона (примерно 18 000 лет назад). К настоящему времени мощность слоя реликтовых ММП сократилась за счет оттаивания снизу под влиянием геотермического потока тепла на 150—200 м.

6. Ниже ММП повсеместно находится слой охлажденных ниже 0 °С отложений мощностью от 70 до 120 м.

В заключение необходимо отметить, что изложенные материалы не являются окончательными результатами русско-германских исследований криолитозоны моря Лаптевых. Планируемое дальнейшее изучение четвертичной истории региона, исследование температур донных отложений и интерпретация результатов геофизических работ будут использоваться для уточнения предложенных палеогеографической и математической моделей эволюции мерзлоты шельфа моря Лаптевых.

Работа сделана в рамках русско-германского научного сотрудничества и поддержана Институтом им. Альфреда Вегенера (Потсдамское отделение) и институтом ГЕОМАР (Киль). Авторы благодарны Германскому Министерству науки и технологии (BMBF Grant № 5254003 0G0517A), которое частично субсидировало эту работу. Часть денег на исследование было получено по гранту РФФИ 97-05-64206.

Литература

Архангелов А. А., Михалев Д. В., Николаев В. И. Реконструкция условий формирования многолетней мерзлоты и палеоклимата Северной Евразии // Развитие областей многолетней мерзлоты и перигляциальной зоны Северной Евразии и условия расселения древнего человека. М., 1996, с. 85—109.

Афанасенко В. Е., Романовский Н. Н., Булдович С. Н. О минеральных водах Полоусненско-Туостахского и Куларского криогенных гидрогеологических массивов // Тез. докл. VII совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск—Новосибирск, 1973, с. 72.

Веселов О. В., Липина Е. Н. Каталог данных о тепловом потоке востока Азии, Австралии и запада Тихого Океана. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1982, 121 с.

Григорьев М. Н. Криоморфогенез устьевой области р. Лена. Якутск, Издание Ин-та мерзлотоведения СО РАН, 1993, 176 с.

Григорьев Н. Ф. Многолетнемерзлые породы Приморской зоны Якутии. Наука, 1966, 180 с.

Жигарев Л. А. Океаническая криолитозона. М., Изд-во МГУ, 1997, 320 с.

Зубаков В. А. Глобальные климатические события в плейстоцене. Л., Гидрометеоиздат, 1986, 288 с.

Каплина Т. Н. История мерзлых толщ северной Якутии в позднем кайнозое // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. М., Наука, 1981, с. 153—181.

Каплина Т. Н., Ложкин А. В. Возраст аласных отложений Приморской низменности Якутии: радиоуглеродное обоснование // Изв. АН СССР, сер. геол., 1978, № 2, с. 69—76.

Каплина Т. Н., Ложкин А. В. Возраст „ледового комплекса" приморских низменностей Якутии //Изв. АН СССР, сер. геогр., 1982, № 2, с. 84—95.

Каталог данных по тепловому потоку Сибири // Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, Новосибирск, 1985, 82 с., карта.

Катасонов Е. М. Типы мерзлых толщ и проблемы криолитологии // Геокриологические и гидрогеологические исследования Сибири. Якутск, Якутское кн. изд-во, 1972, с. 5—16.

Кинд Н. В. Оледенения Верхоянских гор и положение их в абсолютной геохронологической шкале верхнего антропогена Сибири // Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М., Наука, 1975, с. 124—132.

Конищев В. Н. Палеотемпературы ледового комплекса Северной Азии // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке // Тез. докл. С.-Пб., 1998, с. 114.

Котляков В. М., Лориус К. Глобальные изменения климата за последний ледниковый-межледниковый цикл // Изв. АН СССР, сер. геогр., 1992, № 1, с. 5—22.

Общая геокриология // Под ред. В. А. Кудрявцева. М., Изд-во МГУ, 1978, 420 с.

Романовский Н. Н. Новые данные о строении четвертичных отложений о-ва Бол. Ляховский (Новосибирские острова) // Науч. докл. высшей школы. Географические науки. М., Изд-во МГУ, 1958, № 2, с. 243—248.

Романовский Н. Н., Гаврилов А. В., Холодов А. Л. и др. Реконструкция палеогеографических условий шельфа моря Лаптевых для позднеплейстоцен-голоценового гляциоэвстатического цикла // Криосфера Земли, 1997а, т. 1, № 2, с. 42—49.

Романовский Н. Н., Гаврилов А. В., Холодов А. Л. и др. Распространение и мощность субмаринной мерзлоты на шельфе моря Лаптевых // Криосфера Земли, 1997б, т. 1, № 3, с. 9—18.

Селиванов А. О. Изменение уровня Мирового океана в плейстоцене-голоцене и развитие морских берегов. М., ИВП РАН, 1996, 268 с.

Теплофизические свойства горных пород // Под ред. Э. Д. Ершова. М., Изд-во МГУ, 1984, 204 с.

Шер А. В. Природная перестройка в Восточно-Сибирской Арктике на рубеже плейстоцена и голоцена и ее роль в вымирании млекопитающих и становлении современных экосистем (сообщение 2) // Криосфера Земли, 1997, т. 1, № 2, с. 3—11.

Are F. E. Thermal abrasion of sea coasts (parts I and II) // Polar Geography & Geology, 1988, 12, p. 1—157.

Barnola J. M., Raynond D., Korotkevich Y. S., Lorius C. Vostok ice core provides 160 000 years record of atmospheric CO_2 // Nature, 1987, vol. 329, № 6138, p. 408—414.

Basisty V. A., Buiskich A. A. The role of neotectonics in evolution of cryolitic zone, Magadan // ICAM-94 Proceedings: Permafrost and Engineering Geology, 1995, p. 327—331.

Chappel J., Omura A., McCulloch M. et. al. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records // Earth Planet. Lett., 1996, 141, p. 227—236.

Churun V. N., Timochov L. A. Cold Bottom Water in the Southern Laptev Sea // Reports on polar research, 1995, № 176, p. 107—114.

Dansgaard W., Johnsen S. J., Clausen H. B. et. al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record // Nature, 1993, vol. 364, p. 218—220.

Deathloff D. Dynamics of the Laptev Sea Flaw Lead // Reports on Polar Research, 1994, № 144, p. 49—54.

Dmitrenko I. A. TRANSDRIFT Shipboard Scientific Party. The Distribution of River Run-off in Laptev Sea: The Environmental Effect // Reports on Polar Research, 1995, № 176, p. 114—121.

Drachev S. S., Savostin L. A., Bruni J. E. Structural Pattern and Tectonic History of the Laptev Sea Region // Reports on Polar Research, 1995, № 176, p. 348—367.

Fairbanks R. G. A 17 000-year glacial-eustatic sea level: influents of glacial melting rates on Younger Drias event and deep ocean circulation // Nature, 1989, vol. 342, 7, p. 637—642.

Phillips R. L., Grantz A. Quaternary history of sea ice and paleoclimate in Amerasia basin, Arctic Ocean, as recorded in the cyclical strata of Northwind Ridge // GSA Bulletin, September 1997, vol. 109, № 9, p. 1101—1115.

Romanovskii N. N., Gavrilov A. V., Kholodov A. L. et al. The Forecasting Map of Laptev Sea Shelf Off-shore Permafrost // Proceedings of the Seventh Permafrost International Conference. Yellowknife, Canada, 1998.

Zimov S. V., Voropaev Y. V., Semiletov I. P. et. al. North Siberian Lakes: A Methane Source Fueled by Pleistocene Carbon // Science, 1997, 277(5327), p. 800—801.

Поступила в редакцию
23 ноября 1998 г.

Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 33—39

УДК 551.345:551.79+551.35.06

ТРАНСГРЕССИИ И РЕГРЕССИИ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА КАК ПРИЧИНА МНОГОСЛОЙНОГО СТРОЕНИЯ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А. А. Коновалов, И. Д. Данилов*

Институт проблем освоения Севера СО РАН, 625003, Тюмень, а/я 2774, Россия
** Московский государственный университет, геологический ф-т, 119889, Москва, Воробьевы горы, Россия*

На основе палеогеокриологических данных и компьютерного моделирования показана возможность формирования многоярусного строения криолитосферы в пределах морских террас севера Западной Сибири вследствие изменения нагрузок на мерзлые толщи, степени их засоленности и разрушения газогидратов при трансгрессиях и регрессиях Арктического бассейна.

Трансгрессии, регрессии, Арктический шельф, динамика криолитосферы, температура, давление, соленость, газогидраты

TRANSGRESSIONS AND REGRESSIONS OF THE ARCTIC BASIN AS THE CAUSE OF MULTILEVEL STRUCTURE OF PERMAFROST SEQUENCES IN WEST SIBERIA

A. A. Konovalov, I. D. Danilov*

Institute of North Development Problem SD RAS, 625003, Tyumen, 2774, Russia
** Moscow State University, Department Geology, 119899, Moscow, Vorobjovy Gory, Russia*

The possibility of formation of the multilevel structure of cryolitosphere within marine levels in West Siberia is shown on the basis of paleogeocryological data and computer modeling. The multilevel structure results from changes in the load on frozen sediment layers and depends on the degree of their salting, and destruction of gas-hydrate, caused by transgressions and regressions of the Arctic Ocean.

Transgressions, regressions, Arctic shelf, dynamics of cryolithosphere, temperature, load, salting, gas-hydrate

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Для морских равнин западного сектора субарктической Евразии, в частности для севера Западной Сибири, характерно двухъярусное строение мерзлых толщ. Верхний ярус считается „современным" (вернее, позднеголоценово-современным), он имеет мощность 50—200 м, нижний — позднеплейстоценовым, реликтовым (залегает в интервале глубин 200—500 м). Мерзлые слои разделены промежуточным талым, не содержащим льда, мощностью 50—100 м. Этот факт обычно трактуют как результат многолетних колебаний климата и его интегрального показателя — среднегодовой температуры воздуха во второй половине плейстоцена и голоцене [*Баулин, 1985 и др.*]. В разрезе криолитосферы нередко чередуется несколько мерзлых и талых слоев.

В конце позднего плейстоцена многолетнемерзлые породы в пределах области распространения морских трансгрессий на севере криолитозоны Западной Сибири имели сплошное распространение, температура их была ниже, а мощность слагаемых ими толщ больше, чем сейчас примерно в 1,5—2 раза [*Данилов, 1996*]. Возникновение промежуточного талого слоя связывают обычно с „климатическим оптимумом" голоцена (от 7—8 до 4—5 тыс. лет назад), когда зафиксировано существенное продвижение древесной растительности в современную тундровую зону (на 200—300 км и более), на основе чего предполагается, что среднегодовые температуры воздуха в регионе были на 3—5 °С выше современных (−6 — −10 °С) [*Баулин, 1985; Величко, Нечаев, 1992*]. В этих условиях с учетом отепляющего воздействия снежного покрова среднегодовая температура поверхности пород вряд ли превышала +1—2 °С. Проведенные нами расчеты показывают, что при таких ее значениях глубина оттаивания мерзлых толщ в „климатический оптимум" при максимально возможной его продолжительности (5 тыс. лет) не превышала 60—100 м, в то время как подошва промежуточного талого слоя опускается намного ниже.

© А. А. Коновалов, И. Д. Данилов, 1999

Ряд палеогеокриологических данных прямо указывает на то, что климатические условия на севере Западной Сибири в первой половине и середине голоцена были суровыми и обеспечивали возможность формирования сингенетических полигонально-жильных льдов на Тазовском, Гыданском полуостровах и Ямале, в том числе в их центральных и даже южных частях. Формирование этих льдов происходило параллельно с накоплением пойменных, лайдовых и дельтовых осадков и в этап существенного продвижения лесной растительности на север, чем и обосновывается предполагаемое значительное повышение среднегодовой температуры воздуха в это время. Однако для древесной растительности определяющее значение имеет не только среднегодовая температура воздуха, но также степень континентальности климата и в особенности условия теплого времени года: летняя температура, глубина сезонного оттаивания, увеличение которых, вероятно, и способствовало продвижению на север границы леса по сравнению с ее современным положением [*Данилов, Полякова, 1986*].

Вместе с тем среднегодовая температура, главным образом за счет среднезимней, могла быть значительно ниже современной. Это положение наглядно иллюстрирует картина современной взаимосвязи между температурой воздуха и северной границей леса, которая, как известно, проходит приблизительно по июльской изотерме +10 °С. Например, в центральных и северных районах Ямала, Гыданского полуострова и на севере Тазовского, где среднегодовая температура воздуха −9 — −11 °С, а среднеиюльская +8—9 °С, распространены тундровые ландшафты, а на северо-востоке Сибири, где средняя годовая температура понижается до −16 — −17 °С, но среднеиюльская возрастает до +14—15 °С, растут лиственничные леса. Таким образом, из факта продвижения лесной растительности в современную тундровую зону не следует вывод об одновременном повышении среднегодовой температуры воздуха.

СУЩНОСТЬ ПРЕДЛАГАЕМОЙ КОНЦЕПЦИИ И КОПЬЮТЕРНАЯ МОДЕЛЬ

К обсуждению предлагается концепция, согласно которой причинами неоднородности теплового поля и криогенного состояния приповерхностных слоев литосферы могут быть, наряду с климатическими факторами (колебания температуры воздуха), изменения давления и, как следствие, напряженного состояния массивов горных пород, а также степени засоленности последних, вызываемые такими масштабными природными явлениями как трансгрессии и регрессии Арктического бассейна.

Увеличение геостатического давления в мерзлых толщах, затопленных морем, по мере накопления перекрывающих их отложений и углубления седиментационного бассейна, а также миграция в них ионов из придонных вод и, следовательно, возрастание степени засоленности, вызывает понижение температуры фазового равновесия влаги и оттаивание мерзлых пород, и наоборот, независимо от температурных граничных условий. Формулы связи температуры фазовых переходов с давлением и концентрацией порового раствора близки линейным. Преобладающее влияние оказывает степень засоленности пород. Так, например, согласно экспериментальным данным [*Молочушкин, 1975*], замерзание мелкоалевритовых илов (содержание фракции 0,01 мм 25 %), имеющих соленость 2 %, происходит при температуре −1,6 — −1,7 °С, а с возрастанием степени их засоленности до 4—5 % уже при −4 — −5 °С, т. е. температура замерзания понижается примерно на 1,1—1,2 °С при увеличении степени засоленности грунтов на 1 %, а по другим данным на 0,75 °С [*Коновалов, 1996*].

Для промерзающих по типу „открытой системы“ и слабо уплотненных (сжимаемых) осадков тонкодисперсного состава большое влияние на температуру фазовых переходов оказывает и давление [*Ершов и др., 1987*]. Ее понижение при увеличении давления на 1 Мпа в среднем составляет 0,23—0,40 °С, а иногда доходит до 0,9—1,0 °С [*Коновалов, 1996*]. Кроме того, колебания давления на поверхность водо- и газонасыщенных толщ пород, имеющих низкую положительную или отрицательную температуру, вызывают образование (при повышении давления) и разрушение (при понижении давления) газогидратов — процессы, во многом сходные с образованием льда и его вытаиванием. Основное различие между этими процессами (помимо разных величин констант и др.) состоит в том, что температура образования газогидратов с падением давления не повышается, как температура замерзания воды, а понижается. Поэтому при резком уменьшении давления и скачкообразном понижении равновесной температуры, начинается разрушение газогидратной залежи. Это, в свою очередь, вызывает охлаждение контактирующих с ней пород и (при достаточной интенсивности процесса) — их переход в мерзлое состояние.

Значения равновесной температуры гидратообразования для метана при давлениях 2,6; 1,9 и 0,1 МПа составляют соответственно около 0, −10 и −83 °С [*Макогон, 1974*]. Таким образом,

если давление на кровле газогидратной залежи составляет 2,6 МПа, а температура близка 0 °С, то при его уменьшении на 0,7 МПа, температура пород на глубину 70 м от кровли понизится до температуры разложения газовых гидратов, равной −10 °С, и они начнут разделяться на газ и воду. В таких условиях на месте разрушающейся газогидратной залежи и около нее будут образовываться мерзлые породы, даже при близкой 0 °С температуре окружающего пространства.

Приведенные цифры, характеризующие взаимосвязь давления и температуры гидратообразования метана, соответствуют скачкообразному (практически мгновенному) падению давления на кровлю залежи, реально достижимому в морских условиях только при крупных сплывах и оползаниях донных отложений, вызванных, например, землетрясениями, прохождением волн цунами, или превышением допустимых нагрузок на том или ином участке дна в ходе осадконакопления. Следует отметить, что процессы оплывания и оползания донных грунтов широко распространены в пределах шельфовых морей и, в частности, арктических. Пликативные

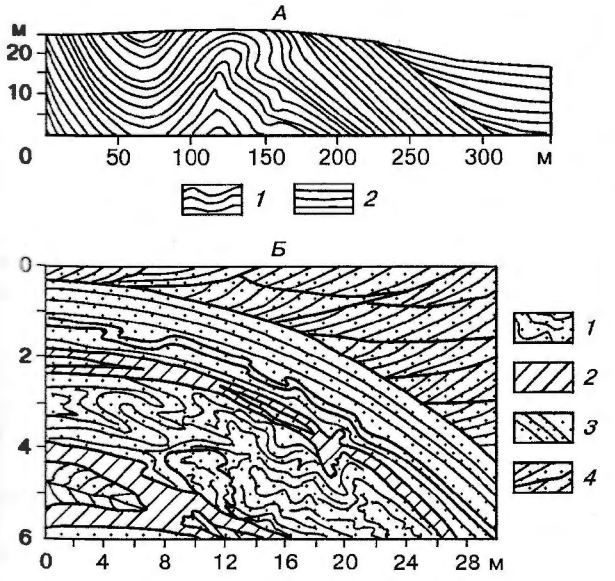


Рис. 1. Пликативные дислокации оползневого типа в толщах морских и прибрежно-морских отложений, перекрытые недислоцированными осадками с „нормальной" седиментационной слоистостью.

А (Западное побережье Ямала): *1* — дислоцированные алевриты; *2* — перекрывающие их с угловым несогласием алевриты с горизонтальной слоистостью.
Б (бассейн р. Ныда): *1*, *2* — породы, слагающие оползневую структуру: *1* — деформированные пески, *2* — суглинки и глины; *3*, *4* — породы, перекрывающие оползневую структуру: *3* — пески с облекающей слоистостью, *4* — пески с не деформированной косой слоистостью.

дислокации оползневого типа (рис. 1) зафиксированы в многочисленных разрезах морских плейстоценовых отложений на побережьях Печорского и Карского морей [*Данилов, 1978; 1980 и др.*]. Неизбежно их наличие в донных отложениях моря Лаптевых, расположенного в высокосейсмичной зоне, характеризующейся проявлением рифтогенеза в позднем кайнозое и в настоящее время. Оползневые структуры выявлены в результате исследований в современном заливе Аляска в районе ледника Маласпин на площади свыше 1000 км при средних уклонах дна менее 0,5° на глубине моря от 70 до 150 м [*Carlson, 1978*]. Поперечник оползневых структур достигает 0,5 км, связанный с ними перепад высот на поверхности дна — 2—5 м. Мощность слоя грунтов, подверженных оползанию, 35—50 м, они представлены неуплотненными, плохо сортированными глинистыми алевритами голоценового возраста.

Повышение и понижение уровня морей, в том числе и арктических, в этапы трансгрессий и регрессий протекают, согласно нашим расчетам, со скоростью 5—8 мм/год [*Данилов, 1998*]. Вместе с тем считается, что в этап активной дегляциации в конце позднего плейстоцена уровень арктических морей мог повышаться со скоростью 35 мм/год [*Аксенов и др., 1987*], а затем понижаться в некоторых регионах вследствие активного поднятия дна со скоростью 100 мм/год и более [*Крэг, Файлс, 1965 и др.*].

Расчеты на компьютере с учетом известных диаграмм фазового равновесия в системе газ—вода и данных о теплофизических свойствах газогидратов показали, что при реальных геотермических градиентах и достаточно высоких, близких к вышеупомянутым, скоростях понижения уровня моря, когда газогидраты залежей не успевают разложиться при положительных температурах, промерзание пород на их месте вполне вероятно. Данный вопрос требует специального обсуждения и будет рассмотрен нами в отдельной статье. Здесь важно отметить другое: изменения давления на газогидратные залежи под воздействием трансгрессий и регрессий моря вызывают взаимопереходы газогидратной, ледовой и жидкой фаз воды и могут являться причиной неоднородного по вертикали теплового состояния и фазового состава криолитосферы.

Представляется, например, вполне вероятным, что в возникшем по тем или иным причинам „промежуточном" водоносном и газонасыщенном слое во время трансгрессии моря, обусловившей увеличение давления на его кровлю, могла образоваться газогидратная залежь. В последующую регрессию при падении давления эта

залежь разложилась, и на ее месте образовался „талый" слой с многочисленными скоплениями газа.

Динамика температурного поля криолитосферы севера Западной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене в зависимости от изменения давления и степени засоленности пород и (пока с учетом на качественном уровне) процесса образования газогидратов при трансгрессиях моря и их разрушения (при регрессиях) являлась на данном этапе главным предметом наших исследований, выполненных с применением компьютерной модели. Она основывается на представлении о неоднократном чередовании в расчетный период трансгрессий и регрессий Полярного бассейна в пределах Карского моря и прибрежных равнин, а также временном соответствии холодных и регрессивных эпох [*Данилов, 1996 и др.*].

Расчеты температуры пород от поверхности до глубины 400 м выполнены для последних 150 тыс. лет, начиная с эпохи крупной регрессии рубежа среднего и позднего плейстоцена. Принята следующая хронология событий (интервалы в тыс. лет назад) и палеотемператур поверхности (°С) [*Данилов, 1989; 1996 и др.*]: предказанцевская регрессия (150—120; −8), казанцевская трансгрессия (120—80; −1,8), предкаргинская регрессия (80—50; −8), каргинская трансгрессия (50—25; −1,8); предголоценовая регрессия (25—10; −10); первая голоценовая трансгрессия (10—5; −1,5), голоценовая регрессия (5—2;−6), вторая голоценовая трансгрессия (2—0; −1). Принятые на основе результатов наших исследований толщ новейших отложений севера Западной Сибири и палеореконструкций глубины моря на территории палеошельфа и мощность накопленных осадков (м), а также соответствующие им давления на поверхность затопленных мерзлых толщ (МПа), составили в эпохи 4-х выше упомянутых трансгрессий, в порядке их перечисления соответственно: (100, 50; 2); (60,30; 1,2); (50, 25; 1) и (30, 15; 0,6). Геотермический градиент принят постоянным — 0,025 °С/м.

Решалась одномерная задача теплопроводности с использованием явной разностной схемы. Фазовое тепло учитывалось методом „размазывания" в малом диапазоне температур пород вблизи фазового равновесия (как в эпохи трансгрессий, так и регрессий). Давление на поверхность затопленных морем мерзлых толщ соответствует весу накопленных выше донных отложений плюс вес столба воды. Температура фазовых переходов определялась как сумма ее понижений относительно 0 °С при действии отдельно каждого из перечисленных факторов (давление, вес воды, степень засоленности пород).

Для расчетов выбраны три реально существующие в природных условиях концентрации поровых растворов морского типа: 22, 12 и 6 г/л, которым соответствует температура фазового равновесия: −1,6; −0,9 и −0,4С. При этом рассматривались три различные варианта распределения степени засоленности грунта по глубине: 1 — грунт практически не засолен (содержание солей в растворе менее 1 г/л); 2 — засоленность сначала увеличивается (до 60 м она равна 6 г/л, в интервале 60—120 м — 22 г/л), а глубже скачкообразно падает до минимальных значений; 3 — засоленность убывает с глубиной (до 60 м концентрация солей составляет 12 г/л, в интервале глубин 60—120 м — 6 г/л, глубже — минимальные значения).

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ И ИХ АНАЛИЗ

В таблице приведены результаты расчетов температур грунта при разных вариантах степени его засоленности на характерные моменты времени и отметки подошвы ярусов: верхнего мерзлого — Н-1 (при его наличии); талого — Н-2 (становится промежуточным при наличии слоя Н-1 или верхним — при его отсутствии); нижнего мерзлого — Н-3, который при отсутствии слоев Н-1 и Н-2 начинается от поверхности, что означает непрерывность разреза мерзлых толщ сверху донизу.

Анализ результатов расчетов показывает следующее. Криогенная ярусность практически не образуется в незасоленных грунтах (вариант 1). Они сохраняют свое твердомерзлое состояние, несмотря на затопление водами моря в этапы трансгрессий. Расчетом зафиксировано очень незначительное оттаивание мерзлой толщи (3 м) в начале казанцевской трансгрессии, несмотря на ее большую продолжительность (40 тыс. лет). Этот результат получен впервые и позволяет предполагать возможность сохранения под дном арктических морей мерзлых толщ среднеплейстоценового, а возможно, и более древнего возраста. В настоящее время на основе расчетов и палеогеокриологических реконструкций считается доказанным, что в казанцевскую трансгрессию возникшие ранее мерзлые толщи на территории современного арктического шельфа и палеошельфа деградировали полностью [*Жигарев, 1997 и др.*].

Наиболее четко выраженная ярусность типа: „мерзлый слой—талый слой—мерзлый слой—талое основание", т. е. с двумя мерзлыми ярусами, разделенными талым, образуется при начальном увеличении и последующем уменьшении степени засоленности пород с глубиной (вариант 2). Криогенная ярусность типа „талый слой—мерзлый слой—талое основание" возникает при на-

Таблица 1. Ход температуры в породах с разной степенью засоленности и меняющимся давлением на севере Западной Сибири (область морских трансгрессий) в последние 150 тыс. лет

Вариант расчета	Время, тыс. лет назад	Температура пород на глубинах, м						Глубина подошвы ярусов, м		
								верхн. мерзл.	средн. талый	нижн. мерзл.
		0	30	60	120	180	400	Н-1	Н-2	Н-3
1. Грунт не засолен по всей глубине	150	−8	−7	−6	−4	−2	4,2	—	—	203
	119	−1,8	−2	−2,2	−2,4	−2,6	3,4	—	3	194
	80	−1,8	−0,4	0,4	1,1	2,6	7,6	—	—	—
	50	−8	−7,1	−6,2	−4,4	−2,7	3,7	—	—	210
	25	−1,8	−1,1	−0,5	0,8	2,1	7,1	—	—	8
	15	−10	−8,4	−6,7	−4,3	−1,8	4,7	—	—	207
	5	−1,5	−1,6	−1,6	1,7	−1,7	4,6	—	—	152
	2	−6	−4,9	−3,7	−2	−1,3	5,1	—	—	178
2. Засоленность грунта до глубины 120 м увеличивается, а затем падает	150	−8	−6,9	−5,9	−3,9	−2,1	4,2	—	—	203
	117	−1,8	−2,4	−3,2	−4,1	−2,8	3	60	117	180
	80	−1,8	−1,1	−0,4	1,1	2,6	7,6	—	—	—
	50	−8	−7,1	−6,2	−4,3	−2,5	3,9	—	—	210
	45	−1,8	−2,3	−2,7	−2,8	−2	3,5	91	120	175
	25	−1,8	−1,7	−1	0,4	1,8	6,9	—	—	1
	15	−10	−8,8	−7,8	−5,3	−3,2	4,3	—	—	210
	5	−1,5	1,6	−1,6	−1,7	−1,8	4,1	58	120	155
	4	−6	−4,7	−3,3	−1,6	−0,8	4,5	75	119	173
	2	−6	−5	−4,9	−2,1	−0,8	4,7	92	105	165
	1	−1	−1,1	−1,9	−2,7	−1,4	4,6	79	101	176
	0	−1	−1,1	−1,9	−2,7	−1,4	4,5	71	94	173
3. Засоленность грунта с глубиной уменьшается	150	−8	−7	−6	−4	−2	4,2	—	—	206
	118	−1,8	−2,9	−3,1	−3	−2,7	3,4	—	36	176
	80	−1,8	−0,4	0,4	1,1	2,6	7,6	—	—	—
	50	−8	−7,1	−6,2	−4,4	−2,7	3,7	—	—	210
	43	−1,8	−2,2	−2,3	−2,1	−1,1	4,2	—	44	133
	25	−1,8	−1,1	−0,5	0,9	1,3	7,2	—	—	—
	15	−10	−8,7	−7,4	−4,8	−2,4	4,6	—	—	202
	5	−1,5	−2	−2,1	−1,9	1	4,5	—	60	144
	2	−6	−4,8	−3,9	−1,8	0,1	5,4	—	—	149
	1	−1	−1,6	−1,8	−1,5	−0,4	5,4	—	13	131
	0	−1	−1,6	−1,8	−1,5	−0,4	5,3	—	22	128

правленном уменьшении засоленности с глубиной (вариант 3). Данный результат объясняет возможность образования нижнего мерзлого яруса, залегающего непосредственно под приповерхностным талым.

Еще один из важных результатов компьютерных расчетов, основанных на принятой модели развития прибрежных территорий севера Западной Сибири в позднем плейстоцене, свидетельствует, что многоярусное строение криолитосферы формируется в основном на начальных стадиях трансгрессивных и регрессивных этапов длительностью 5—7 тыс. лет, как результат запаздывания реакции среды на изменение внешних природных (верхних граничных) условий. В дальнейшем тепловое состояние породы и измененные внешние условия уравновешиваются. В предельных случаях, фактически через 15—20 тыс. лет, образуется либо сплошная мерзлая толща на талом основании в холодные регрессивные эпохи, когда температуры поверхности ниже температуры фазового равновесия, либо мерзлые породы полностью оттаивают в трансгрессивные эпохи, когда соотношения температур обратные.

Расчеты наглядно показали, что для появления и длительного существования перекрывающего „реликтовую" мерзлоту талого слоя одного повышения температуры поверхности недостаточно. Это следует из сравнительного анализа 1-го варианта расчетов с вариантами 2 и 3. Колебания температуры на поверхности были приняты в обоих случаях одинаковыми, но в первом варианте оттаивания мерзлых толщ не произошло, а в двух других оно фиксируется до глубины 120 м. Привлечение таких факторов как изме-

нение степени засоленности грунтов и геостатического давления для объяснения процесса формирования многоярусного строения мерзлой толщи на севере Западной Сибири устраняет несоответствие между фактически наблюдаемыми глубинами залегания промежуточного талого слоя и температурными граничными условиями. В число упомянутых факторов следует добавить и изменение фазового состояния воды при образовании и разложении залежей гидратов природных газов, о чем говорилось выше.

Изложенные результаты исследования иллюстрирует приводимая на рис. 2 схема, где отображена динамика процесса образования ярусов мерзлых и талых пород при разложении газогидратной залежи (*А*) после изотермического

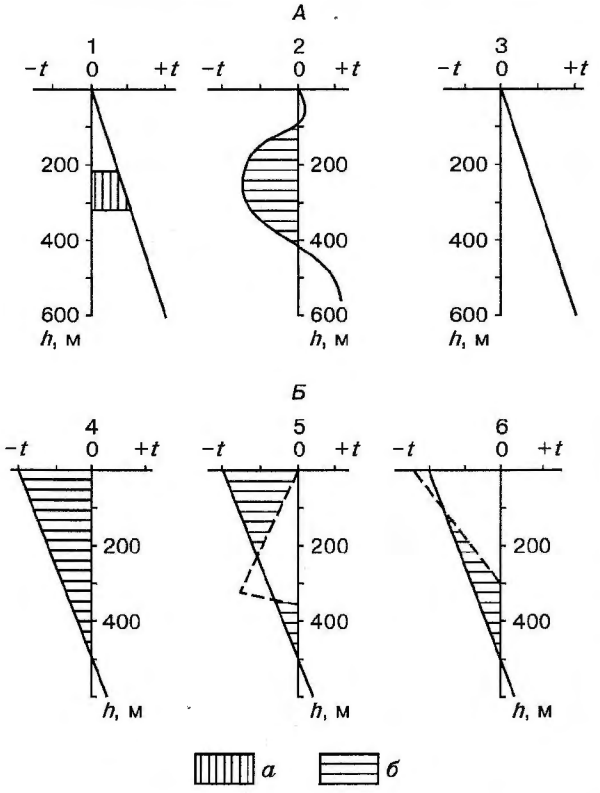


Рис. 2. Принципиальная схема образования многоярусного криогенного строения пород при разложении гидратов природных газов в залежи (*А*) и различных вариантах степени засоленности пород (*Б*).

1—3 — ход температуры *t* по глубине *h*: 1 — до разложения газогидрата, 2 — в процессе и непосредственно после разложения, 3 — спустя геологически длительное время; 4—6 — ход по глубине температуры не засоленного грунта (сплошная линия) и температуры замерзания грунта с различной степенью засоленности (штриховая линия): 4 — грунт не засолен, 5 — степень засоленности сначала увеличивается, а затем падает, 6 — степень засоленности с глубиной уменьшается; *а* — газогидратная залежь; *б* — твердомерзлые породы.

падения давления в результате регрессии моря и при различной степени засоленности донных грунтов в этап морской трансгрессии (*Б*). Сплошные линии — распределение температур по глубине, штриховые — температуры замерзания грунта, точки их пересечения маркируют границы мерзлых и талых слоев.

На схеме *А* отражены три стадии динамики разложения залежи газогидратов: исходная (1), главная (2) и конечная (3). Основной процесс, сопровождаемый понижением температуры, происходит на стадии 2, когда газогидрат (*а*) переходит в новую фазу: воду (и газ) или лед (и газ) с образованием слоя мерзлых пород (*б*). На схеме показана реализация процесса при отрицательной начальной температуре, но она возможна и при положительной при достаточно быстром понижении давления. В дальнейшем температура пород выравнивается и приходит в соответствие с геотермическим градиентом и температурой окружающего пространства. В предельном случае, т. е. при времени, стремящемся к бесконечности (геологически длительном), если граничные условия, включая установившееся давление, не меняются, температура грунта принимает свои исходные значения (график 3).

Схема *Б* иллюстрирует изменения криогенного состояния пород в трансгрессивные этапы развития территории без влияния разложения газогидратов. График 4 отвечает однородному состоянию массива мерзлых незасоленных пород, заключенному между поверхностью и нулевой изотермой. На графике 5 степень засоленности пород по глубине сначала возрастает, а затем резко уменьшается, что находит свое отражение в ходе температуры замерзания грунтов (штриховая линия). В этом случае единый мерзлый массив разбивается на три слоя: верхний — мерзлый, средний — талый и нижний — мерзлый. Наконец, на графике 6 степень засоленности пород с глубиной уменьшается, а температура их замерзания повышается. В результате возникает двухслойное строение массива пород с отрицательной температурой: сверху талый слой, ниже — мерзлый.

Главный вывод проведенного исследования состоит в следующем. Несмотря на неизбежную на данном этапе исследований условность некоторых исходных параметров и вероятные погрешности расчетов, показана, пока в предположительной форме, возможность формирования многоярусного строения криолитосферы морских равнин на севере Западной Сибири, которые претерпели в плейстоцене и голоцене трансгрессивно-регрессивные циклы развития, не только в результате палеотемпературных изменений. Феномен многоярусности криолитосферы возни-

кает и под воздействием менявшихся в ходе трансгрессий и регрессий давления, степени засоленности донных отложений и фазового состава газогидратных залежей.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 96-05-64008 и 96-05-65854).

Литература

Аксенов А. А., Дунаев Н. Н., Ионин А. С. и др. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М., Наука, 1987, 277 с.

Баулин В. В. Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР. М., Наука, 1985, 167 с.

Величко А. А., Нечаев В. П. К оценке динамики зоны многолетней мерзлоты в Северной Евразии при глобальном потеплении климата // Докл. АН СССР, 1992, т. 323, № 3, с. 667—668.

Данилов И. Д. Полярный литогенез. М., Изд-во МГУ, 1978, 238 с.

Данилов И. Д. О природе дислокаций в плейстоценовых отложениях Севера // Литология и полезные ископаемые, 1980, № 5, с. 114—123.

Данилов И. Д. Плейстоцен-голоценовая история арктических морей // Геология континентальной террасы окраинных и внутренних морей. М., Изд-во МГУ, 1989, с. 66—74.

Данилов И. Д. Арктический шельф в последнюю криогенную эпоху позднего плейстоцена // Матер. Первой конф. геокриологов России. Кн. 1., М., Изд-во МГУ, 1996, с. 24—33.

Данилов И. Д. Динамика уровня арктических морей азиатского сектора в последние 50 тыс. лет // Динамика арктических побережий России. М., Изд-во МГУ, 1998, с. 116—130.

Данилов И. Д., Полякова Е. И. Климат и подземные льды на севере Западной Сибири в позднем плейстоцене-голоцене // Мат-лы гляциологических исследований, 1986, № 55, с. 61—65.

Жигарев Л. А. Океаническая криолитозона. М., Изд-во МГУ, 1997, 320 с.

Ершов Э. Д., Данилов И. Д., Чеверев В. Г. Петрография мерзлых пород. М., Изд-во МГУ, 1987, 311 с.

Коновалов А. А. Параметры фазового равновесия грунтовой влаги и их влияние на динамику криолитосферы // Мат-лы первой конференции геокриологов России. Кн. 2, М., МГУ, 1996, с. 32—40.

Крэг Б., Файлс Дж. Четвертичный период в арктических областях Канады // Антропогеновый период в Арктике и Субарктике. Тр. НИИГА, т. 143. М., Недра, 1965, с. 5—33.

Макогон Ю. Ф. Гидраты природных газов. М., Недра, 1974, 208 с.

Молочушкин Е. Н. Мерзлотно-геологические исследования юго-восточной окраины шельфа моря Лаптевых // Проблемы геологии шельфа. М., Наука, 1975, с. 87—91.

Carlson P. R. Holocene slump on continental shelf of Malaspina Glacier, Gulf of Alaska // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1978, vol. 62, No. 12, p. 35—41.

Поступила в редакцию
19 ноября 1997 г.

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 40—65

ПОВЕРХНОСТНЫЕ И ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ КРИОЛИТОЗОНЫ

УДК 551.491+551.345

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ИОННО-СОЛЕВОГО СОСТАВА ПРИРОДНЫХ ВОД ЯМАЛА

С. М. Фотиев

Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия

Закономерности формирования ионно-солевого состава всех типов природных вод Ямала впервые рассматриваются под одним углом зрения. Ионный состав анализируется с помощью диаграммы С. А. Дурова. На диаграмме нанесены точки состава шести предполагаемых источников ионно-солевого состава природных вод Ямала. Размещение ионов любого типа воды на треугольниках и на квадрате позволяет не только наглядно видеть диапазон изменения анионов и катионов, но и судить о возможных источниках их ионно-солевого состава. Для среднего ионного состава каждого типа природных вод рассчитано и оценено процентное содержание морских солей, бикарбонатов, сульфатов и хлоридов. На основании данных о последовательном изменении солевого состава морской воды при ее вымораживании в диапазоне температур от 0 до −30 °С составлена палетка, которая позволяет по величине содержания хлоридов определить температуру формирования ионно-солевого состава криопэгов, а, следовательно, и их предельную минерализацию. Основной вывод статьи состоит в том, что минерализация, ионно-солевой состав и температура криопэгов, залегающих *in situ* в замкнутых линзах в днищах долин, на барах и лайдах, на высоких морских террасах и в недрах структур, до настоящего времени практически не известны, несмотря на огромное количество проб, отобранных на анализ.

Природные воды, подземные льды, ионно-солевой состав, криогенная метаморфизация, криопэг

THE REGULARITIES IN THE FORMATION OF NATURAL WATERS OF IONIC-SALT COMPOSITION, YAMAL PENINSULA

S. M. Fotiev

Earth Cryosphere Institute SD RAS, 625000, Tyumen, 1230, Russia

For the first time the regularities in the formation of the ionic-salt composition of all types of the Yamal natural waters are discussed from one and the same point of view. The ionic composition is analyzed using S. A. Durov's diagram. The percentage of the six assumed sources of the Yamal natural waters of salt composition is plotted on this diagram. The locations of ions of the various types of waters within the triangles and the square permits one not only to see obviously the anion and cation alteration range but also to judge about the possible sources of their ionic-salt composition. The average ionic composition of each type of natural water is calculated and percentage of marine salts, hydrocarbonates, sulphates, chlorides is estimated. The palette is designed, based on the consecutive changes in the sea water salt composition under freezing out within the temperature range 0 to −30 °C. The palette allows determination of the temperature for the formation of cryopegs ionic-salt composition, and, therefore, their utmost mineralization in relation to the chloride content. Mineralization, ionic-salt composition, and temperature of the cryopegs *in situ* in the closed lenses, on the high marine terraces, on the laidas, in the river valleys, and within the deep layers are not well understood yet in spite of the enormous number of the samples taken for analyses, this being the main conclusion of the article.

Условия формирования солевого состава природных вод п-ова Ямал, отличающиеся большим своеобразием, практически не изучены. По существу это первое обобщение, рассматривающее под одним углом зрения закономерности формирования солевого состава практически всех типов природных вод от атмосферных осадков до подземных вод в недрах структур на глубине более 200 м. Для выяснения закономерностей формирования ионного состава атмосферных осадков, поверхностных и подземных вод, а также подземных льдов Ямала мы воспользовались предложенной С. А. Дуровым [*1961*] сдвоенной треугольной диаграммой, в которой координатами являются относительные величины содержания ионов в % эквивалентах. На

© С. М. Фотиев, 1999

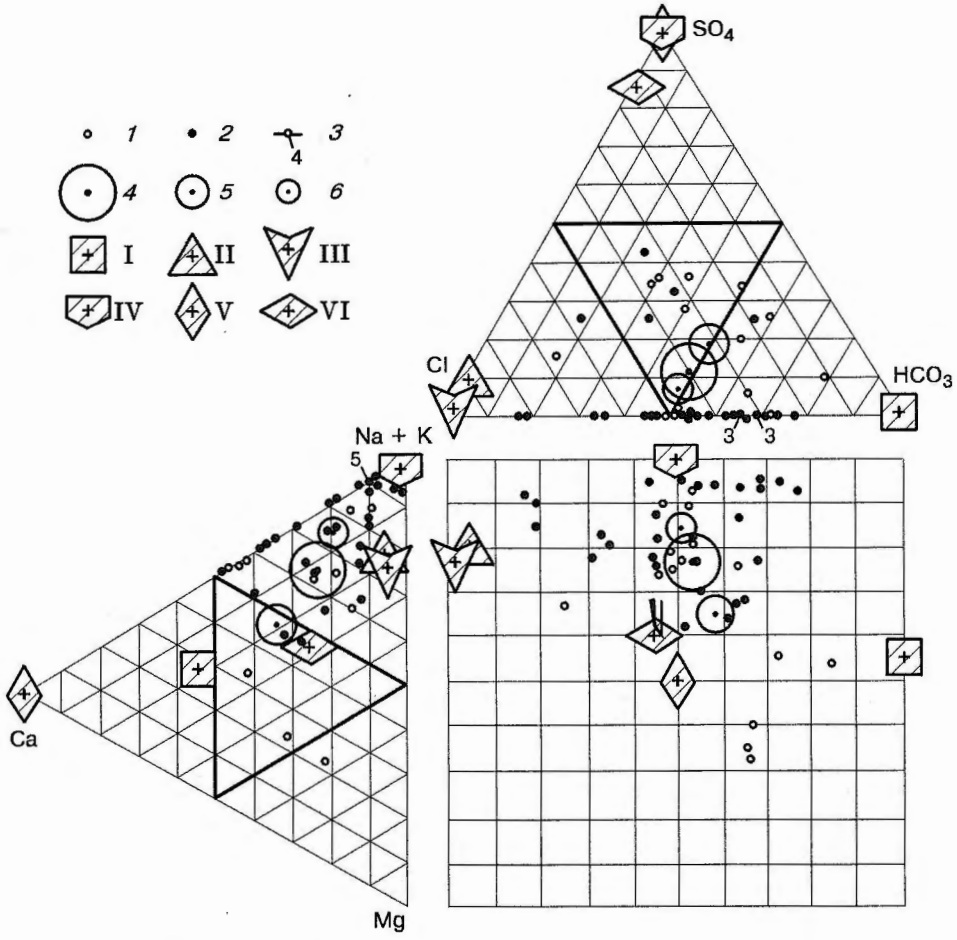


Рис. 1. Химический состав атмосферных осадков.

1, 2 — точки состава: *1* — дождевой воды, *2* — снеговой воды; *3* — количество анализов идентичного состава (цифра рядом с точкой); *4—6* — средний состав: *4* — атмосферных осадков, *5* — дождевых вод, *6* — снеговых вод.
I—VI — точки состава предполагаемых источников ионно-солевого состава: I — бикарбонаты кальция, магния и натрия с соотношением 3 : 1,5 : 1; II — морская вода современного океана [*Дуров, 1961*]; III — криометаморфизованная морская вода, охлажденная до температуры −15 °С (в дальнейшем — крио −15 °С); IV—VI — сульфатные воды: IV — зоны растворения мирабилита ($Na_2SO_410H_2O$), V — зоны растворения гипса ($CaSO_4$), VI — зоны окисления сульфидов [*Дуров, 1961*].

диаграмме (рис. 1) обозначены точки состава предполагаемых источников ионно-солевого состава природных вод Ямала. Состав бикарбонатов отражает средний состав бикарбонатных вод в атмосферных осадках, речных и озерных водах Ямала. Состав криометаморфизованных морских вод и состав воды зоны растворения мирабилита мы сочли целесообразным включить в число предполагаемых источников ионно-солевого состава природных вод Ямала, учитывая огромную роль криогенной метаморфизации состава и минерализации морской воды в отложениях Ямала на протяжении плейстоцена, голоцена и в настоящее время [*Фотиев, 1996; 1997*]. Для выявления условий формирования ионно-солевого состава любой категории природных вод Ямала необходимо нанести на диаграмму результаты химических анализов (в %-экв) и точку среднего состава. Размещение точек на треугольниках и на квадрате позволяет не только наглядно видеть диапазон изменения анионов и катионов, но и судить о возможных наиболее вероятных источниках ионно-солевого состава природных вод.

АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ

Количество атмосферных осадков, выпадающих на поверхность п-ова Ямал, составляет 258—433 мм. В теплый период осадки выпадают в виде моросящих дождей. Дожди ливневого характера — редкость. Количество дождевых вод

существенно изменяется в разные годы и уменьшается с юга на север от 300 до 170 мм. В холодный период осадки выпадают в виде снега. Уже в первую половину, благодаря активному метелевому переносу, понижения рельефа заполняются снегом высотой до 5 м при плотности до 0,4 г/см^3. Именно эти участки избыточного накопления снега, нередко сохраняющиеся до сентября, и послужили источником сведений о химическом составе снеговых вод. Сведения о химическом составе атмосферных осадков на обширной территории Ямала в печатной литературе и в многочисленных отчетах экспедиций ограничены. Для изучения ионно-солевого состава атмосферных осадков было использовано 43 пробы дождевой и снеговой воды. Пробы отбирались только в теплый период года. Минерализация воды в отобранных пробах изменялась от 0,005 до 0,104 г/кг (табл. 1, № 1).

Представление о химическом составе атмосферных осадков дает диаграмма на рис. 1. Сгущение точек в середине нижней части анионного треугольника свидетельствует о примерно одинаковом содержании анионов Cl^{-1}; SO_4^{-2} и HCO_3^{-1}. На катионном треугольнике точки состава явно тяготеют к одной вершине, что свидетельствует о превалировании и в атмосферных осадках иона Na^{+1}.

Средний ионно-солевой состав 43 проб приведен в табл. 1, № 1. Здесь и в дальнейшем он вычислялся по методике С. А. Дурова [*1961*]. В первую очередь определялось содержание в воде морских солей. При расчетах хлор-ион принимался за 1; тогда, если Cl = 1,000, то Mg = 0,195; Ca = 0,038; Na + K = 0,873; HCO_3 = 0,003 и SO_4 = = 0,103. Затем по разности определялось содержание бикарбонатов, сульфатов и хлоридов. Из таблицы видно, что морские соли составляют всего 45,7 %, тогда как бикарбонаты (47,9 %) и сульфаты (6,4 %), которые могут образоваться исключительно в континентальных условиях представляют главную массу.

Размещение на диаграмме точек снеговых и дождевых вод однозначно свидетельствует о различии их химического состава. Эти воды различаются и по степени минерализации (см. табл. 1, № 2 и № 3).

Дождевые воды

Химический состав 14 проб дождевой воды представлен в табл. 1, № 2. Воды ультрапресные. Их минерализация изменяется от 0,024 до 0,104 г/кг. При этом в 10 пробах минерализация воды не превышает 0,05 г/кг. Размещение точек на анионном треугольнике (рис. 1, № 1) указывает на примерно одинаковое содержание ионов HCO_3^{-1} и Cl^{-1}. И это действительно так. Содержание этих ионов соответственно изменяется от 17 до 88 и от 17 до 67 %-экв, а преобладание иона HCO_3^{-1} (более 50 %-экв) отмечено только в 5 пробах, а иона Cl^{-1} — только в двух. Содержание иона SO_4^{-2} изменяется от 6 до 36 %-экв. При этом в 3 пробах его нет. Размещение точек на катионном треугольнике вблизи вершины Na+ + K указывает на превалирование в составе иона Na^{+1}, содержание которого изменяется от 10 до 85 %-экв. Содержание иона Ca^{+2} изменяется от 10 до 66 %-экв, а иона Mg^{-2}— от 3 до 57 %-экв. При этом в 3 пробах его нет. Размещение точек на квадрате указывает на достаточно пестрый химический состав дождевых вод. Тем не менее сгущение точек в середине верхней половины квадрата указывает на превалирование вод гидрокарбонатного класса, группы натрия. В то же время есть основание предполагать, что в период затяжных дождей, непрерывно продолжающихся на протяжении суток и более, состав и минерализация дождевой воды будут иными. В ее составе должна увеличиться доля морских солей, а минерализация должна быть значительно ниже (порядка 0,01—0,03 г/кг). Об этом свидетельствует минерализация воды в отдельных пробах, отобранных из рек и озер. Отсутствие анализов дождевой воды с таким составом и с такой минерализацией свидетельствует лишь о том, что в период затяжных дождей ни у кого не появилось желание отобрать пробу воды на анализ.

Средний ионно-солевой состав дождевых вод приведен в табл. 1, № 2. Из таблицы видно, что в среднем солевом составе дождевой воды явно преобладают бикарбонаты (48,6 %) и сульфаты (15,3 %), т. е. соли, которые образуются в континентальных условиях. Доля морских солей составляет всего 36,1 %. Значительное содержание в дождевых водах сульфатов натрия, образовавшихся за счет растворения мирабилита — характерная особенность дождевых вод Ямала. Важно отметить, что в отдельных пробах содержание сульфатов натрия достигает 36 %.

Снеговые воды

Химический состав 29 проб снеговых вод приведен на рис. 1, № 2 и в табл. 1, № 3. Воды ультрапресные. Их минерализация изменяется от 0,005 до 0,08 г/кг. В то же время в 13 пробах минерализация воды не превышает 0,01 г/кг. Размещение точек на анионном треугольнике подчеркивает наиболее характерную особенность снеговых вод — в 22 пробах иона SO_4^{-2} нет. Содержание его в остальных пробах изменяется от 16 до 42 %-экв. Содержание иона HCO_3^{-1} изменяется от 17 до 76 %-экв, а иона Cl^{-1}— от

Таблица 1. Средний ионно-солевой состав природных вод Ямала

№ п/п	Тип воды		Кол-во проб	Минерализация воды (г/кг)		Ионный состав воды (в %-экв)						Солевой состав воды (в % от суммы солей)			
				Пределы изменения	Средняя	Mg^{+2}	Ca^{+2}	$Na^{+}+K^{+}$	HCO_3^{-}	SO_4^{-2}	Cl^{-1}	Морск. соли	Бикарбон.	Сульфаты	Хлориды
Атмосферные осадки															
1	Атмосферные осадки		43	0,005—0,104	0,030	10,5	23,3	66,2	48,0	10,7	41,3	45,7	47,9	6,4	—
2	Дождевые		14	0,024—0,104	0,049	19,0	33,4	47,6	48,7	18,7	32,6	36,1	48,6	15,3	—
3	Снеговые		29	0,005—0,080	0,021	6,4	18,6	75,0	47,7	6,8	45,5	36,3	47,6	3,4	12,7
Поверхностные воды															
4	Карское море		2	5,5—23,9	14,7	18,5	3,0	78,5	1,0	10,0	89,0	87,2	0,8	1,9	10,1
5	Обская губа		1	—	0,100	19,0	15,0	66,0	41,0	32,0	27,0	29,9	40,9	29,2	—
6	Речные	Б.К.М.	29	0,036—6,360	0,442	17,7	17,5	64,8	21,8	13,8	64,4	71,2	21,6	7,2	—
7		Б.О.Г.	37	0,019—0,180	0,050	21,4	38,0	40,6	62,6	11,8	25,6	28,3	62,5	9,2	—
8	Озерные		107	0,018—0,300	0,057	18,2	31,6	50,2	54,9	5,3	39,8	44,0	54,8	1,2	—
Подземные воды															
9	СТС		13	0,020—0,300	0,081	8,8	41,9	49,3	79,4	5,8	14,8	16,4	79,3	4,3	—
10	Подрус талики	Б.К.М.	5	0,25—5,5	2,7	17,6	13,4	69,0	14,0	3,0	83,0	32,2	13,9	—	53,9
11		Б.О.Г.	5	0,04—0,8	0,24	25,6	35,0	39,4	67,0	10,4	22,6	24,9	66,9	8,2	—
12	Криопэги	под руслами	82	3,5—107,0	55,6	23,7	8,1	68,2	3,0	0,6	96,4	6,4	3,0	—	90,6
13		на лайдах	18	71,0—150,0	89,4	18,4	4,0	77,6	0,7	5,3	94,0	57,0	0,5	—	42,5
14		на террасах	15	9,3—99,0	43,8	22,6	8,4	69,0	2,1	0,3	97,6	3,2	2,1	—	94,7
15		в недрах	2	25,2—34,7	29,9	17,3	4,2	78,5	1,2	1,1	97,7	11,8	1,1	—	87,1
Подземные льды															
16	Пластовые		168	0,010—0,300	0,077	23,7	28,1	48,2	50,5	12,6	36,9	40,8	50,4	8,8	—
17			15	0,3—1,0	0,440	21,3	13,6	65,1	31,4	6,2	62,4	66,6	31,2	—	2,2
18			10	1,0—8,5	3530	17,0	10,6	72,4	1,4	3,6	95,0	38,7	1,3	—	60,0
19	ПЖЛ		99	0,2—0,5	0,097	26,7	32,5	40,8	53,4	14,1	32,5	35,9	53,3	10,8	—
20	Инъекционные		18	0,03—0,2	0,067	24,8	34,5	40,7	48,4	20,2	31,4	34,7	48,3	17,0	—
21	Текстурообразующие		6	0,03—0,2	0,122	14,3	13,2	72,5	33,2	12,6	54,2	59,9	33,1	7,0	—

27 до 82 %-экв. Размещение точек на катионном треугольнике выявляет еще одну особенность снеговых вод — значительное содержание иона Na^{+1} (10—96 %-экв) и незначительное содержание иона Mg^{+2}. Содержание магния изменяется от 4 до 26 %-экв, тогда как в 14 пробах его нет. Содержание иона Ca^{+2} изменяется от 8 до 48,8 %-экв. Размещение точек преимущественно в средней части верхней половины квадрата указывает на примерно одинаковое содержание вод гидрокарбонатного и хлоридного классов, группы натрия.

Средний ионно-солевой состав снеговых вод приведен в табл. 1, № 3, из которой отчетливо видна специфика состава снеговых вод и его отличие от среднего состава дождевых вод. Во-первых, в снеговой воде доли солей континентального (бикарбонаты 47,6 %; сульфаты 3,4 %) и морского (морские соли 36,3 %; хлориды 12,7 %) происхождения почти одинаковы. Во-вторых, ничтожное содержание сульфатов — всего 3,4 %, указывающее на уменьшение роли континентальной пыли и аэрозолей, вследствие сплошного залегания снежного покрова. И, в-третьих, довольно значительное (12,7 %) содержание хлоридов, имеющих явно морское происхождение. Важно отметить, что доля хлоридов в отдельных пробах ультрапресных снеговых вод с минерализацией 0,005—0,01 г/кг, не содержащих ионов SO_4^{-2} и Mg^{+2}, превышает 80 %. В 4 пробах обнаружен ион NH_4^{+1}.

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ВОДЫ

П-ов Ямал омывается солеными водами Карского моря на западе и пресными водами Обской губы на востоке. В связи с этим реки полуострова принадлежат либо бассейну Карского моря, либо бассейну Обской губы. Огромное количество озер преимущественно термокарстового происхождения — характерная особенность полуострова.

Морские воды

Карское море. Анализировалось всего две пробы морской воды, отобранные вблизи западного побережья Ямала в летний период на разном расстоянии от берега. Минерализация воды вблизи берега равна 4—7 г/кг, а на расстоянии 500—700 м от береговой линии она увеличивается до 23,9 г/кг (см. табл. 1, № 4). В зимний период, когда приток речных вод существенно сокращается, минерализация морской воды близка к минерализации воды современного океана (35 г/кг). В процессе промерзания минерализация морской воды может возрастать до 100—150 г/кг и более.

При оценке химического состава воды Карского моря невольно обращает на себя внимание удивительное постоянство содержания всех ионов (в %-экв). Оно по существу не изменяется, несмотря на уменьшение минерализации в 5—7 раз (рис. 2, № 1). Таким же постоянством отличается и солевой состав морской воды (см. табл. 1, № 4): доля морских солей составляет 87,2 %, а сульфатов — 1,9 %. Важно отметить, что, несмотря на существенное уменьшение минерализации, вызванное обильным притоком речных вод, доля бикарбонатов составляет всего 0,8 %.

Обская губа. Вода Обской губы к югу от широты пос. Сеяха в отличие от воды Карского моря — ультрапресная. Ее минерализация, судя по данным одной пробы, отобранной в устье р. Тадибеяха, — 0,1 г/кг (см. табл. 1, № 5). Вода Обской губы характеризуется смешанным составом. Содержание анионов HCO_3^{-1}, SO_4^{-2} и Cl^{-1} соответственно равны: 41, 32 и 27 %-экв. Среди катионов преобладает ион Na^{+1} (66 %-экв), тогда как содержание ионов Ca^{+2} и Mg^{+2} примерно одинаково — 19 и 15 %-экв (см. рис. 2, № 2). В солевом составе явно преобладают соли континентального происхождения — 70,8 % (бикарбонаты 40,9 %; сульфаты 29,2 %), тогда как доля морских солей — всего 29,9 %. Значительное содержание сульфатов — характерная особенность воды Обской губы.

Речные воды

Длина наиболее крупных рек достигает 400 км, несмотря на небольшую (140—250 км) ширину п-ова Ямал, а глубина водных потоков изменяется от 0,3 до 8 м: максимум до 12—15 м. В летний период бывают дождевые паводки. В холодный период сток рек прекращается, а на мелководье промерзают до дна даже крупные реки [*Геокриологические условия..., 1996*]. Пробы речной воды отбирались в крупных и в малых реках, на разных расстояниях от устья, как во время морского прилива, так и во время отлива, во время дождевых паводков и в межень. Как правило, они отбирались либо с поверхности, либо с глубины до 10 см. Всего анализировалось 65 проб (см. табл. 1, № 6, 7), химический состав которых показан на рис. 2, № 3, 4.

Размещение точек на треугольниках и квадрате свидетельствует о пестром химическом составе речных вод. Тем не менее на квадрате отчетливо прослеживается последовательное изменение химического состава воды от точки бикарбонатов к точке морской воды. И это не случайно. Возле точки бикарбонатов группируются точки воды из рек бассейна Обской губы, тогда как возле точки морской воды кон-

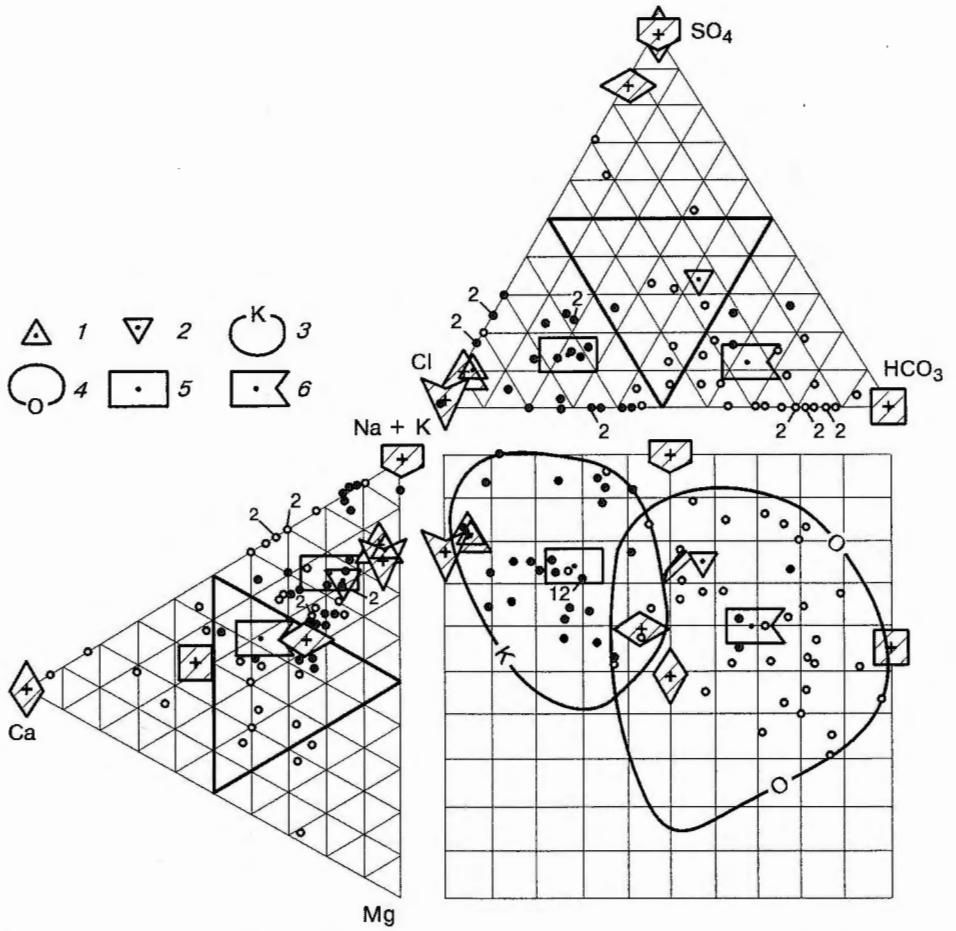


Рис. 2. Химический состав поверхностных вод.

1, 2 — точки состава воды: *1* — Карского моря, *2* — Обской губы; *3, 4* — точки состава речных вод и ареал их распространения: *3* — бассейна Карского моря, *4* — бассейна Обской губы; *5, 6* — точки среднего состава речных вод бассейнов: *5* — Карского моря, *6* — Обской губы. Заштрихованные значки см. на рис. 1.

центрируются точки воды рек бассейна Карского моря, взаимодействующих с морскими водами. На рис. 2 отчетливо видно различие химического состава воды в реках бассейнов Карского моря и Обской губы.

Реки бассейна Карского моря во время морских приливов и нагонов активно взаимодействуют с морскими водами. Установлено, что в наиболее крупных реках западного побережья (Юрибей, Ясавейяха, Мордыяха, Надояха, Сеяха, Харасавей и др.) в летний период во время морских приливов и нагонов морская вода проникает вверх по долинам на расстояние 30—50 км от устья. В средних и мелких реках также отмечается проникновение морских вод вверх по долине [*Геокриологические условия..., 1996*]. Вследствие этого химический состав и минерализация речной воды приобретают ряд специфических особенностей.

Анализировалось 29 проб воды, минерализация которых изменялась от 0,036 до 6,360 г/кг (см. табл. 1, № 6). Наиболее значительная минерализация (до 3—6,4 г/кг) характерна для нижних течений рек во время морских приливов, а наиболее низкая — во время отлива, но только в долинах с большим водосборным бассейном. Влияние прилива на минерализацию воды в долине р. Харасавей, например, прослежено на расстоянии более 20 км от устья по изменению минерализации более чем в 2,5 раза: от 0,113 (во время отлива) до 0,293 г/кг (во время прилива). Размещение точек в левой нижней части анионного треугольника преимущественно около вершины Cl свидетельствует о преобладании иона Cl^{-1} (24 пробы), содержание которого изменяется от 8 до 91 %. Вблизи вершины HCO_3 размещается всего 3 точки, хотя содержание

иона HCO_3^{-1} изменяется от 7 до 75 %-экв. Содержание иона SO_4^{-2} изменяется от 3 до 30 %-экв, но в 7 пробах его нет. Среди катионов явно преобладают ионы Na^{+1}, что наглядно иллюстрируется концентрацией точек на катионном треугольнике вблизи вершины Na + K. Содержание иона Na^{+1} изменяется от 35 до 100 %-экв. Содержание ионов Ca^{+2} и Mg^{+2} соответственно изменяется от 6,5 до 47 %-экв и от 2 до 37 %-экв. В то же время в 2-х пробах нет кальция, а в 4-х — магния. Размещение точек на квадрате указывает на явное преобладание вод хлоридного класса группы натрия (91,9 %), тогда как воды гидрокарбонатного класса группы натрия и кальция составляют всего 8,1 %. Наличие речных вод гидрокарбонатного класса в нижнем течении рек, взаимодействующих с морскими водами, следует объяснять отбором проб во время отлива, когда превалируют воды, поступающие из верхней части бассейнов рек. Наоборот, во время прилива вода в низовьях рек по своему составу и минерализации приближается к составу морской воды, о чем свидетельствует размещение точек в непосредственной близости к точке морской воды (см. рис. 2, № 3). В этом отношении показателен состав воды в устье р. Хардъяха. По составу это типичные морские воды, хотя их минерализация всего 6,4 г/кг.

Средний ионно-солевой состав речных вод бассейна Карского моря, взаимодействующих с морскими водами, представлен в табл. 1, № 6. Из таблицы видно, что в речной воде превалируют морские соли (71,2 %), доля бикарбонатов — 21,6 %, а сульфатов натрия — 7,2 %.

Реки бассейна Обской губы (Ясавейяха, Тамбей, Хабейяха и др.), а также реки верхней части бассейнов крупных рек западного побережья (Юрибей, Ясавейяха, Мордыяха, Надояха, Сеяха, Харасавей и др.), расположенные выше отметок влияния морских приливов и нагонов, не контактируют с морскими водами. Это, естественно, отразилось на химическом составе речной воды и степени ее минерализации.

Анализировалось 37 проб воды (см. табл. 1, № 7), минерализация которой изменяется от 0,019 до 0,18 г/кг. При этом в 15 пробах минерализация воды менее 0,05 г/кг. Такая низкая минерализация характерна для ручьев третьего, четвертого порядка и выше. Только в 2-х пробах была зафиксирована минерализация выше 0,1 г/кг.

Размещение точек преимущественно в нижней правой части анионного треугольника вблизи вершины HCO_3 указывает на явное преобладание в воде иона HCO_3^{-1}(см. рис. 2, № 4), содержание которого в 22 пробах превышает 50 %-экв, достигая в отдельных пробах 91—98 %-экв. Содержание иона Cl^{-1}изменяется от 2 до 55 %-экв, но только в 2 пробах оно превышает 50 %-экв. Содержание иона SO_4^{-2} изменяется от 4 до 70 %-экв: в 14 пробах его нет, а в 3 пробах его содержание превышает 50 %-экв. Размещение точек на катионном треугольнике свидетельствует о пестром составе речных вод. Действительно в 11 пробах содержание катионов примерно одинаково. Ион Ca^{+2} превалирует в 7 пробах, хотя его содержание изменяется от 10 до 95 %-экв. Содержание иона Na^{+1} изменяется от 2 до 95 %-экв, но только в 17 пробах оно превышает 50 %-экв. Содержание иона Mg^{+2} изменяется в больших пределах — от 7 до 71 %-экв: в 10 пробах (27 %) его нет и только в 3 пробах оно превышает 50 %-экв. Размещение точек преимущественно в правой части квадрата возле точки бикарбонатов свидетельствует о явном преобладании вод гидрокарбонатного класса, группы натрия и кальция. Этот вывод подтверждается и средним солевым составом речных вод бассейна Обской губы (см. табл. 1, № 7). В составе речных вод явно преобладают бикарбонаты (62,5 %). Доля морских солей составляет 28,3 %, а доля сульфатов натрия — 9,2 %.

Общеизвестный факт о значительной роли атмосферных осадков в формировании ионно-солевого состава речных вод наглядно иллюстрируется размещением точки среднего состава речных вод бассейна Обской губы в непосредственной близости от точки среднего состава дождевых вод (рис. 3, № 6, № 1). Некоторое расхождение понятно. Сравнение граф № 2 и № 7 в табл. 1 показывает, что минимальная минерализация речных вод (0,019 г/кг) в 1,3 раза ниже минимальной минерализации дождевой воды. Следовательно, такая низкая минерализация речной воды могла сформироваться лишь в процессе или после периода продолжительных ливневых дождей, минерализация воды которых должна быть порядка 0,010—0,015 г/кг. Сравнение ионно-солевого состава дождевых и речных вод с минимальной минерализацией указывает на их более близкое родство и на более значительную долю (46—50 %) в солевом составе морских солей. Доля морских солей еще более увеличивается в воде рек бассейна Карского моря, взаимодействующих с морем. Увеличение доли морских солей приводит к повышению минерализации и к изменению ее химического состава (см. рис. 3). Следовательно, хлоридный натриевый состав воды и ее минерализация выше 0,080—0,100 г/кг надежный признак, свидетельствующий об активном смешении речных и морских вод.

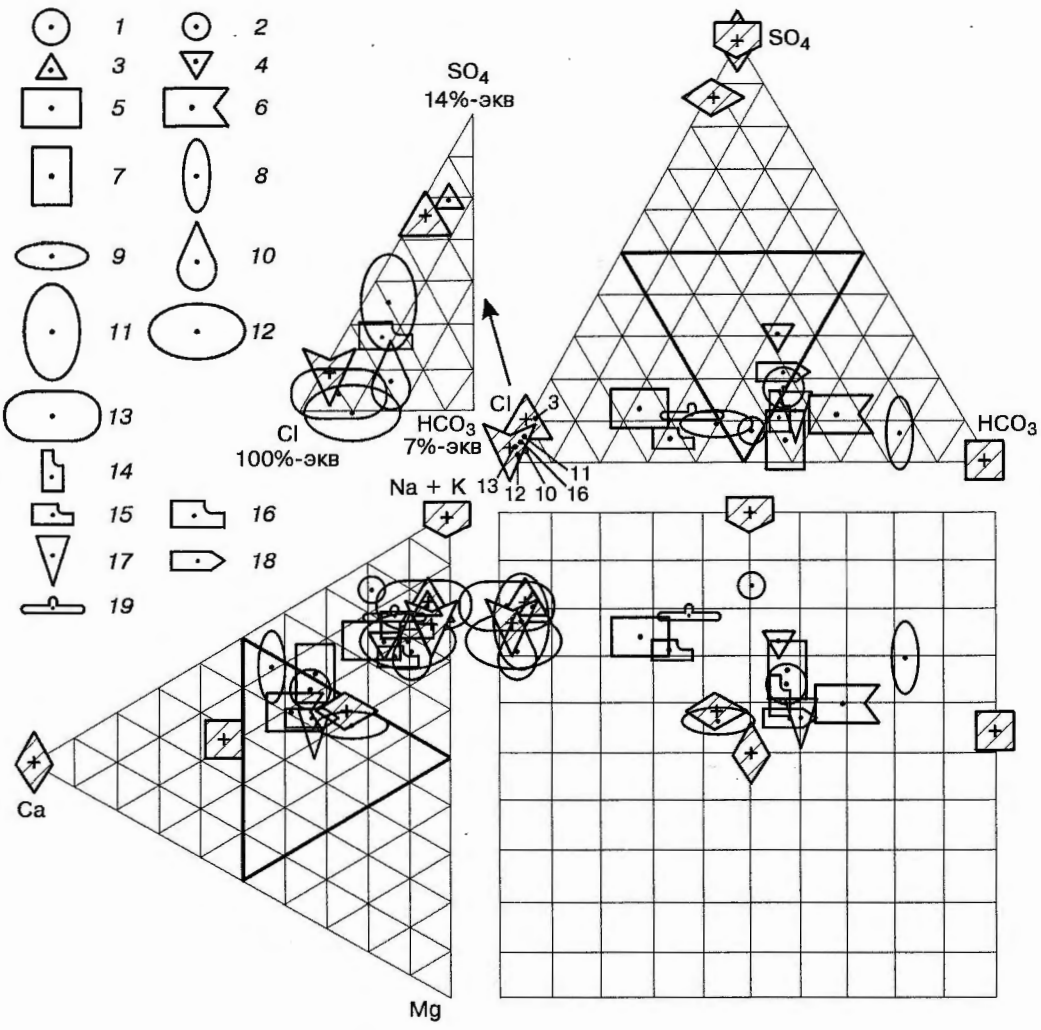


Рис. 3. Химический состав природных вод Ямала.

Точки среднего состава: *1*, *2* — атмосферных осадков: *1* — дождевые воды, *2* — снеговые воды; *3—7* — поверхностных вод: *3* — Карского моря, *4* — Обской губы, *5* — рек бассейна Карского моря, *6* — рек бассейна Обской губы, *7* — озер; *8—13* — подземных вод: *8* — сезонноталого слоя, *9* — водно-тепловых подрусловых таликов; *10—13* — криопэгов: *10* — под руслами рек, *11* — на лайдах, *12* — на высоких морских террасах, *13* — в недрах структур; *14—19* — подземных льдов: *14—16* — пластовых с минерализацией: *14* — до 0,3 г/кг, *15* — от 0,3 до 1,0 г/кг, *16* — от 1,0 до 8,5 г/кг, *17* — повторно-жильных, *18* — инъекционных, *19* — текстурообразующих. Заштрихованные значки см. на рис. 1.

Озерные воды

Озера Ямала, широко распространенные на речных и морских террасах, имеют термокарстовое, старичное и подпрудное происхождение. Преобладают небольшие и средние озера глубиной до 4—6 м. Крупные и глубокие озера приурочены к высоким морским террасам. Озера глубиной до 1,0—1,5 м в зимний период промерзают до дна [*Геокриологические условия...*, 1996].

Результаты химических анализов 107 проб озерной воды представлены в табл. 1, № 8 и на рис. 4. Озерные воды ультрапресные. Их минерализация изменяется от 0,018 до 0,3 г/кг. При этом в 63 пробах минерализация воды менее 0,05 г/кг и только в 17 пробах она более 0,1 г/кг. В озерах на лайдах Карского моря минерализация воды достигает 7 г/кг.

Сгущение точек в нижней половине анионного треугольника вблизи вершин HCO_3 и Cl свидетельствует о преобладании в озерной воде ионов HCO_3^{-1} (64 пробы) и Cl^{-1} (31 проба). Содержание этих ионов в отдельных пробах соответственно изменяется от 8 до 93 %-экв и от 11 до 97,3 %-экв. Положение точек на тре-

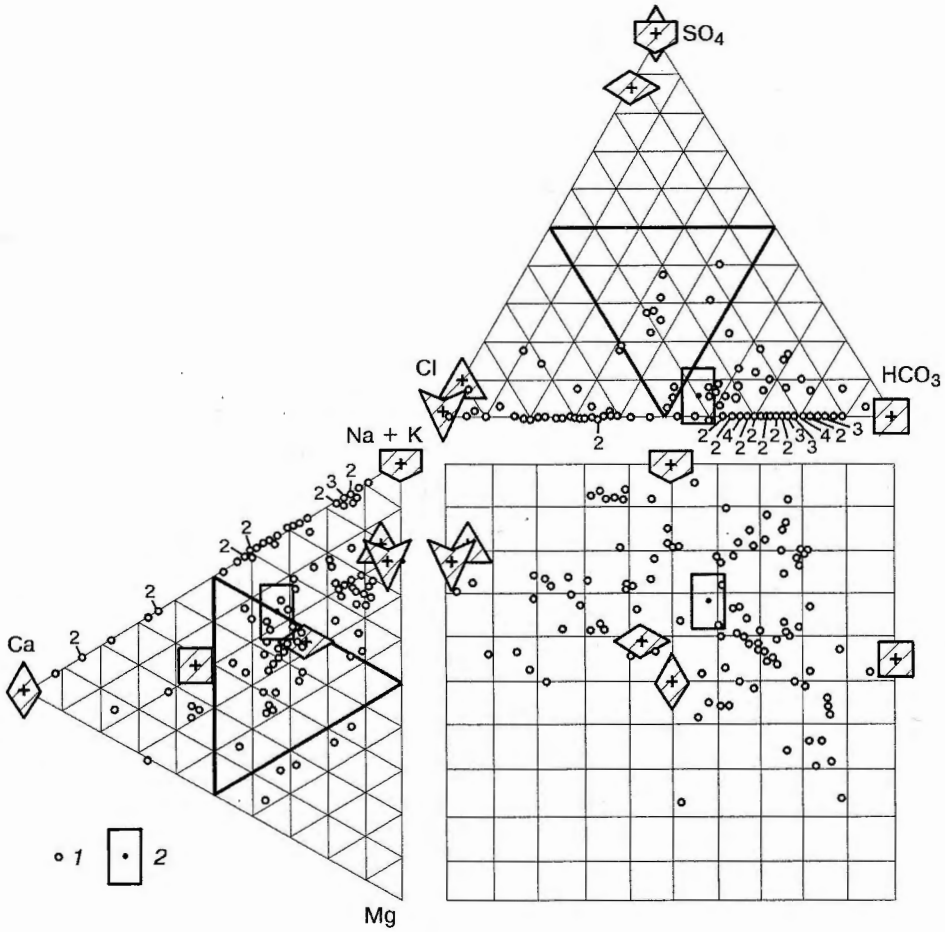


Рис. 4. Химический состав озерных вод.

1 — точка состава озерной воды, *2* — точка среднего состава озерных вод. Заштрихованные значки см. на рис. 1.

угольнике четко указывает на характерную особенность химического состава озерных вод — в 67 пробах нет иона SO_4^{-2}, а в остальных пробах его содержание изменяется от 1 до 40 %-экв. Размещение точек на катионном треугольнике свидетельствует о пестром катионном составе озерных вод. Сгущение точек вблизи вершины N + K и в центральной части треугольника свидетельствует о преобладании иона Na^{+1} (56 проб), содержание которого изменяется от 2 до 100 %-экв, и о широком развитии озерных вод смешанного катионного состава (31 проба). Ионы Ca^{+2} преобладают только в 15 пробах, а ионы Mg^{+2} — только в 5. Более того, в 33 пробах иона Mg^{+2} нет. Размещение точек преимущественно в правой части верхней половины квадрата указывает на преобладание озерных вод гидрокарбонатного класса, группы натрия (52 %) и кальция (14 %) и о широком распространении вод хлоридного класса (34 %), в основном группы натрия. Непосредственно вблизи точки морской воды располагаются точки, характеризующие состав воды в озерах на лайдах Карского моря.

Средний ионно-солевой состав озерных вод представлен в табл. 1, № 8. Из таблицы видно, что в солевом составе озерных вод преобладают бикарбонаты (54,8 %), а доля морских солей — 44 %. Незначительное содержание сульфатных солей (всего 1,2 %) — характерная особенность озерных вод.

Размещение точки среднего состава озерных вод на диаграмме в непосредственной близости от точки среднего состава дождевых вод (см. рис. 3, № 7, 1) указывает на значительную роль последних в формировании ионно-солевого состава озерных вод. Тем не менее отсутствие во многих пробах ионов SO_4^{-2} и Mg^{+2} и очень низкая минерализация воды во многих пробах дают основание считать, что роль снеговых вод в фор-

мировании ионно-солевого состава озерных вод также достаточно велика. В формировании солевого состава озерных вод на лайдах Карского моря ведущая роль, естественно, принадлежит морским водам.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Суровые климатические условия на протяжении плейстоцена и голоцена в сочетании с неоднократными трансгрессиями и регрессиями Арктического моря предопределили своеобразие условий формирования подземных вод Ямала. Известно, что многолетнее промерзание пород начиналось и непрерывно продолжалось по мере выхода на поверхность отдельных участков суши. На мелководье промерзание (охлаждение) пород могло происходить еще в субаквальных условиях. После ямальской трансгрессии на Ямале сформировалась мощная (более 300 м), низкотемпературная (−3...−7 °С и ниже), сплошная по распространению двухъярусная криогенная толща [*Геокриология СССР, 1989; Фотиев, 1978*]. Верхний ярус толщи, сложенный мерзлыми льдистыми породами, с гидрогеологических позиций можно рассматривать как региональный криогенный водоупор мощностью порядка 200 м, непрерывно существующий на протяжении десятков и сотен тысяч лет. В верхних горизонтах криогенного водоупора температура пород в плейстоцене опускалась ниже −20 °С. Нижний ярус криогенной толщи представлен охлажденными породами, в которых соленые воды с отрицательной температурой (криопэги) сохраняются в жидкой фазе.

Сплошное распространение по площади мощных, низкотемпературных, непрерывно существующих на протяжении десятков и сотен тысяч лет криогенных водоупоров делает целесообразным классифицировать подземные воды Ямала на три категории. Первая — подземные воды, залегающие выше криогенного водоупора; вторая — подземные воды, залегающие внутри криогенного водоупора, и третья — подземные воды, залегающие непосредственно ниже криогенного водоупора. Каждой выделенной категории свойственны специфические условия формирования самих скоплений подземных вод и, что особенно важно, весьма разнообразные условия криогенного преобразования их химического состава и минерализация.

Воды, залегающие выше криогенного водоупора

В современных суровых климатических и криологических условиях, когда породы на глубине 5 м ежегодно охлаждаются до температуры −10...−15 °С, существование скоплений пресных подземных вод становится возможным лишь в породах сезонноталого слоя (СТС) или в пределах таликов гидрогенного класса [*Фотиев, 1978*].

Воды сезонноталого слоя. Сезонное протаивание мерзлых пород на Ямале начинается в июне и достигает максимальной глубины 1,2—1,5 м и более в сентябре. Уже в конце октября происходит полное промерзание сезонноталых пород [*Геокриология СССР, 1989*]. В связи с этим воды СТС существуют всего 4 мес. в году.

Хорошая промытость водовмещающих пород — отличительная особенность этих самых верхних от поверхности скоплений безнапорных подземных вод. Всего проанализировано 13 проб воды, химический состав которых представлен в табл. 1, № 9 и на рис. 5, № 1. Воды ультрапресные и пресные. Их минерализация изменяется от 0,02 до 0,3 г/кг. На анионном треугольнике все точки приближены к вершине HCO_3, что указывает на превалирование иона HCO_3^{-1}, содержание которого изменяется от 61 до 91 %-экв. Содержание ионов Cl^{-1} и SO_4^{-2} соответственно изменяются от 5 до 38 и от 2 до 27 %-экв. Размещение точек на катионном треугольнике свидетельствует о преобладании иона Na^{+1} (8 проб), содержание которого изменяется от 19 до 82 %-экв. Ион Ca^{+2}, содержание которого изменяется от 18 до 100 %-экв, преобладает только в 3 пробах. Две пробы имеют смешанный состав катионов. Важно отметить незначительное (14—28 %-экв) содержание иона Mg^{+2} и особенно его отсутствие в 7 пробах. Размещение точек исключительно в правой верхней четверти квадрата указывает на преобладание вод гидрокарбонатного класса, группы натрия.

Средний ионно-солевой состав воды СТС представлен в табл. 1, № 9. Из таблицы видно, что в солевом составе явно доминируют бикарбонаты (79,3 %). Доля морских солей составляет 16,4 %, а сульфатов — всего 4,3 %. Хлоридов в водах СТС нет.

На рис. 3 видно как существенно отличается средний состав воды СТС (№ 8) от среднего состава дождевых и снеговых вод (№ 1 и № 2). Это свидетельствует о существенном преобразовании ионно-солевого состава атмосферных осадков в процессе ее фильтрации в талых породах. Справедливости ради надо указать, что отдельные пробы дождевой воды (см. рис. 2) по своему ионно-солевому составу достаточно близки к составу воды СТС.

Воды подрусловых таликов. Подрусловые талики гидрогенного класса, формирующиеся в долинах рек в результате отепляющего воздействия речных вод и подрусловых потоков на мно-

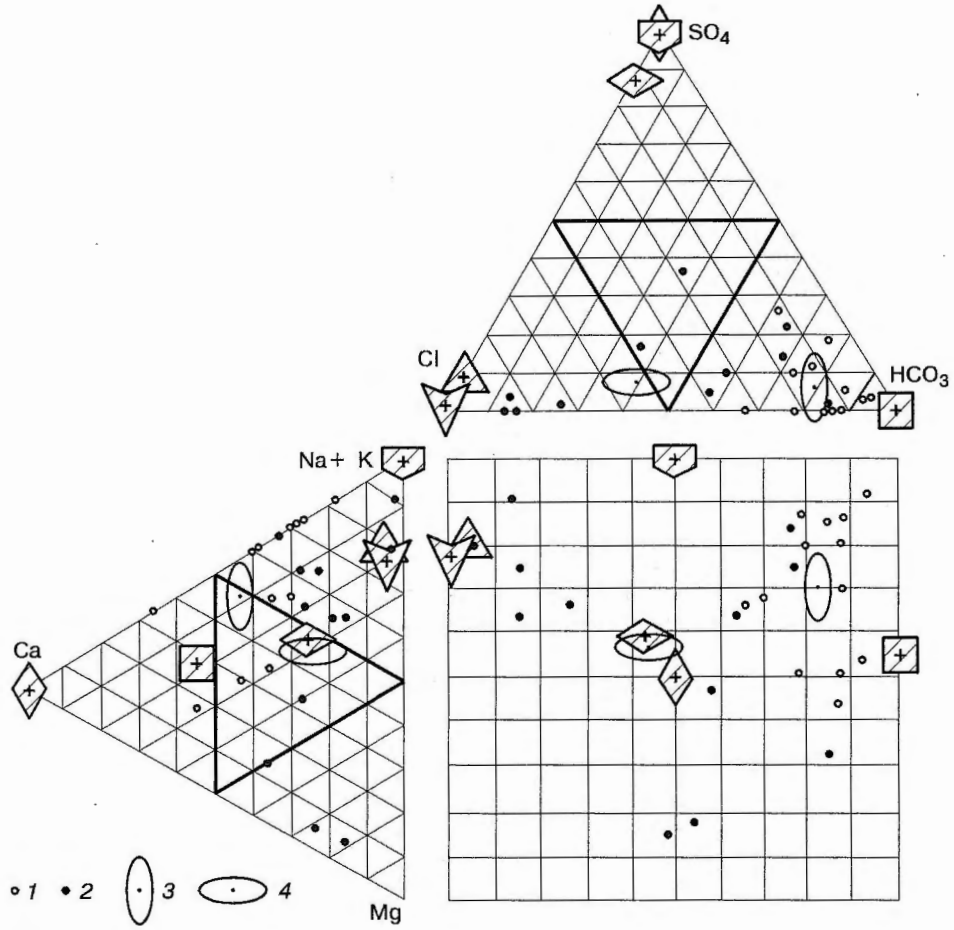


Рис. 5. Химический состав пресных подземных вод.

1, 2 — точки состава воды: *1* — сезонноталого слоя, *2* — водно-тепловых подрусловых таликов; *3, 4* — точки среднего состава воды: *3* — сезонноталого слоя, *4* — водно-тепловых подрусловых таликов. Заштрихованные значки см. на рис. 1.

голетнемерзлые породы, существуют в долинах крупных и малых рек Ямала. Мощность талика обычно возрастает вниз по течению реки в связи с увеличением ее водности. Сквозных таликов даже под крупными реками нет. Наиболее значительная мощность талика (до 30 м) обнаружена в нижнем течении р. Мордыяха [*Геокриология СССР, 1989*].

В связи с тем, что аллювиальный комплекс пород подстилается засоленными породами, нередко с линзами криопэгов, в строении таликов довольно часто фиксируется достаточно четкая ярусность. Верхний ярус представлен пресными и солоноватыми водами с положительной температурой, а нижний — солеными водами с отрицательной температурой. Мощность горизонта пресных вод в долинах рек невелика — всего 2—8 м [*Геокриологические условия..., 1996*]. При использовании пресных вод для зимнего водоснабжения нередко происходит полная сработка горизонта пресных вод. В скважину поступают сначала солоноватые, а затем соленые воды, что указывает на гидравлическую связь горизонтов пресных и соленых вод.

Пресные воды. Всего 12 проб (см. табл.1, № 10 и 11, а также рис. 5, № 2) конечно не могут охватить все многообразие ионно-солевого состава пресных вод в подрусловых водно-тепловых таликах. Тем не менее проанализированные пробы воды несомненно свидетельствуют о гидравлической связи вод таликов и речных вод. Поэтому неудивительно, что в водно-тепловых таликах рек бассейна Карского моря (см. табл. 1, № 10) преобладают солоноватые и соленые воды хлоридного класса, группы натрия с минерализацией 0,25...5,5 г/кг. В солевом составе воды этих таликов преобладают хлориды (53,9 %) и морские соли (32,2 %), тогда как доля бикарбо-

натов всего 13,9 %. Сульфатов нет. В водно-тепловых таликах рек бассейна Обской губы преобладают ультрапресные и пресные воды гидрокарбонатного класса, группы кальция или натрия с минерализацией 0,4—0,8 г/кг (см. табл. 1, № 11). В солевом составе этих вод преобладают бикарбонаты (66,9 %). Доля морских солей 24,9 %, а сульфатов — 8,2 %. Хлоридов нет. Только в двух пробах вода в водно-тепловых таликах имеет смешанный анионный и катионный состав. На квадрате (см. рис. 5, № 2) наглядно прослеживается вся гамма изменения ионного состава воды от чистого гидрокарбонатного класса до состава морских вод. При этом в той же последовательности в таликах происходит увеличение минерализации воды. Поэтому степень минерализации воды и ее химический состав — чуткий индикатор взаимосвязи воды подрусловых водно-тепловых таликов с морскими водами.

Криопэги. Соленые воды с отрицательной температурой были обнаружены в водно-химических таликах [*Фотиев, 1996*] под руслами и поймами рек, затапливающихся морскими водами во время приливов и нагонов. Талики залегают ниже уровня моря на разной глубине от поверхности (15...48,3 м). Абсолютные отметки кровли талика изменяются от −0,1 до −48,2 м. Криопэги напорные: напор изменяется от 1,5 до 48 м. Температура воды отрицательная: −0,1... −6,4 °С.

Минерализация криопэгов изменяется от 3,5 до 107 г/кг (см. табл. 1, № 12). При этом криопэги с минерализацией 3,5...15 г/кг обычно залегают на глубинах до 15—20 м. Температура их наиболее высокая (−0,1...−1,0 °С). Криопэги с минерализацией 70—107 г/кг в разных реках вскрывались в интервале глубин от 6 до 48 м. Температура их наиболее низкая. Однако практически во всех пробах температура криопэгов не соответствует их минерализации.

Химический состав 82 проб воды отображен на рис. 6, № 1. На диаграмме отчетливо видно своеобразие химического состава криопэгов. Концентрация всех точек на анионном треугольнике около вершины Cl возле точки крио −15 °С указывает на однообразие состава в связи с существенным превалированием иона Cl^{-1}. Содержание его изменяется в очень узком (81...100 %-экв) диапазоне, а в 68 пробах оно превышает 95 %-экв, достигая в 7 пробах 100 %-экв. Отсутствие иона SO_4^{-2} — характерная черта криопэгов: его нет в 71 пробе, тогда как в остальных 11 пробах его содержание изменяется от 1 до 9 %-экв. Содержание иона HCO_3^{-1} изменяется от 1 до 26 %-экв. При этом его нет только в 7 пробах: в 46 пробах содержание иона HCO_3^{-1} не превышает 3 %, а в остальных 26 пробах оно изменяется от 4 до 26 %-экв. На катионном треугольнике точки расположены около вершины Na + K и концентрируются вблизи точки крио −15 °С. Это указывает на превалирование в воде иона Na^{+1}, содержание которого изменяется от 3 до 99 %-экв. При этом только в 10 пробах содержание иона Na^{+1} менее 50 %-экв. Содержание иона Mg^{+2} изменяется от 1 до 72 %-экв. При этом только в 3 пробах оно превышает 50 %-экв, тогда как наибольшая концентрация точек (31) приурочена к интервалу 22—25 %-экв. Содержание иона Ca^{+2} изменяется от 2 до 32 %-экв. При этом его содержание не превышает 3 %-экв только в 25 пробах, а в остальных 57 пробах оно изменяется от 3 до 11 и даже до 32 %-экв. На квадрате точки явно концентрируются вокруг точки крио −15 °С, указывая тем самым на огромную роль процесса криометаморфизма морской воды в формировании ионного состава криопэгов в долинах рек. Удаление точек на квадрате от точки крио −15 °С, вызванное увеличением содержания как иона HCO_3^{-1} (см. анионный треугольник), так и ионов Ca^{+2} и Mg^{+2} (см. катионный треугольник), указывает на разбавление криопэгов пресными гидрокарбонатными водами.

К такому же выводу приводит и анализ среднего ионно-солевого состава криопэгов под руслами рек (см. табл. 1, № 12). Из таблицы отчетливо видна специфика солевого состава: во-первых, в составе солей явно доминируют хлориды (90,6 %), тогда как доля морских солей составляет всего 6,4 %. Во-вторых, значительное (3 %) содержание бикарбонатов, явно не характерное для криометаморфизованных морских вод, охлажденных до температуры ниже −15 °С.

Используя данные об изменении химического состава морской воды при охлаждении в диапазоне температуры 0...−30 °С [*Гиттерман, 1937; Фотиев, 1996*], мы рассчитали изменение солевого состава морской воды в процессе ее вымораживания в том же диапазоне (рис. 7). Оказалось, что на всех трех стадиях криогенной метаморфизации морской воды в ее солевом составе преобладают либо морские соли, либо хлориды. Содержание морских солей уменьшается от 100 % при температуре 0...−1,8 °С до 5,4 % — при температуре −25 °С. Содержание хлоридов, наоборот, увеличивается от 0 в интервале температуры 0...−1,8 °С до 94,6 % при температуре −25 °С. Сульфаты в количестве 1,4 % присутствуют только в конце II стадии криометаморфизма, когда содержание иона SO_4^{-2} в составе криометаморфизованной воды достигает предельно максимальных значений. Полное отсутствие бикарбонатов на всех трех стадиях

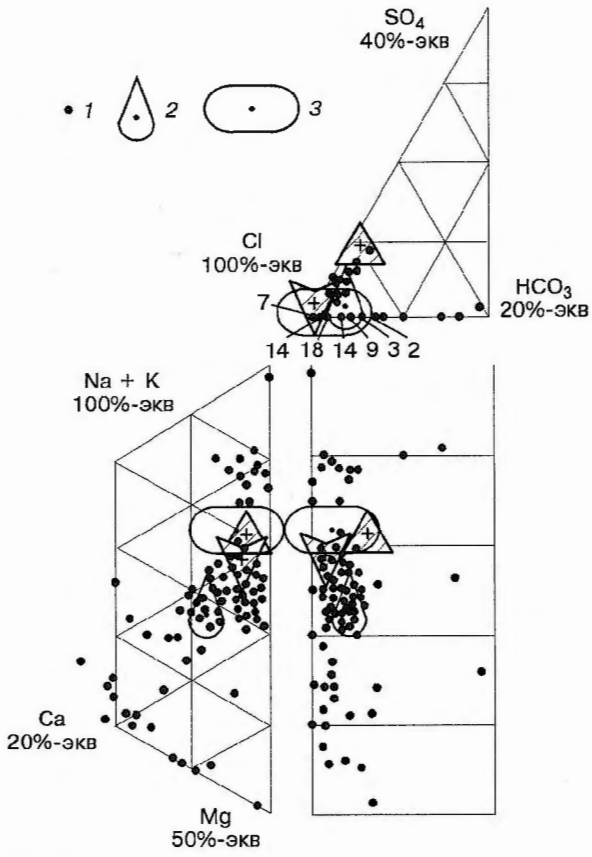


Рис. 6. Химический состав соленых подземных вод.

1 — точки состава криопэгов под руслами рек; *2*, *3* — точки среднего состава криопэгов: *2* — под руслами рек, *3* — в недрах структуры. Заштрихованные значки см. на рис. 1.

криогенного метаморфизма (см. рис. 7,*Б*) — характерная закономерность криогенного преобразования солевого состава морской воды.

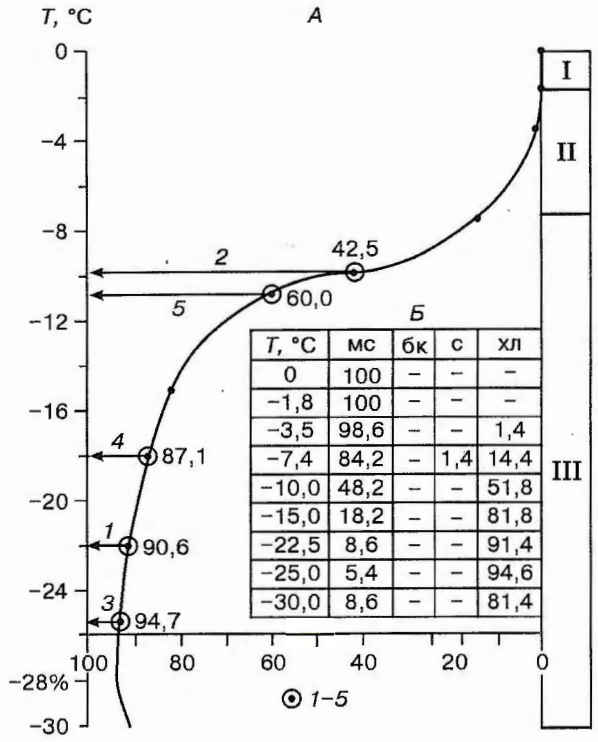
На основе данных о последовательном изменении солевого состава морской воды в процессе ее вымораживания мы построили палетку (см. рис. 7,*А*), с помощью которой легко и быстро можно определить температуру формирования ионно-солевого состава криопэга и, следовательно, его предельную минерализацию. Для определения температуры формирования солевого состава изучаемого криопэга достаточно нанести на кривую содержание хлоридов, а затем спроектировать эту точку на шкалу температуры. На рис. 7, № 1 видно, что средний солевой состав криопэгов в днищах долин при содержании 90,6 % хлоридов мог бы сформироваться при температуре −22,0 °С, когда его минерализация превышала 220 г/кг [*Фотиев, 1996*]. Следовательно, несмотря на очень существенное разбавление, солевой состав сохраняет исходную информацию о геотемпературных условиях формирования криопэгов *in situ*. Это очень важное свойство криопэгов, позволяющее судить о степени их разбавления пресными гидрокарбонатными водами.

Таким образом, и химический, и средний солевой состав криопэгов в долинах рек позволяет утверждать, что они сформировались в результате глубокого криогенного метаморфизма состава морской воды. Однако это, конечно, не свидетельствует о том, что все криопэги, вскрытые в днищах речных долин, формировались при охлаждении водовмещающих пород до температуры порядка −22 °С. Об этом красноречиво свидетельствует значительное удаление отдельных точек от точки среднего состава криопэгов на диаграмме (см. рис. 6). Такое размещение точек на диаграмме с одной стороны говорит о многообразии геотемпературных условий формирования солевого состава криопэгов *in situ* (по содержанию иона SO_4^{-2}), а с другой — позволяет судить о степени разбавления ионно-солевого состава криопэгов пресными гидрокарбонатными водами (по содержанию иона HCO_3^{-1}). Следует иметь ввиду, что отсутствие иона HCO_3^{-1} в формуле химического состава криопэгов еще не служит показателем отсутствия их разбавления. При минерализации криопэгов 120...200 г/кг необходимы очень большие объемы пресных вод, чтобы содержание иона HCO_3^{-1} достигло 1 %-экв, а именно такая точность определения характерна для большинства химических анализов. Поэтому появление в химической формуле криопэгов даже 1, а не 10...26 %-экв (см. рис. 6, № 1) иона HCO_3^{-1} уже должно свидетельствовать об очень значительном (по объему) разбавлении их пресными водами.

Чтобы судить о температуре формирования солевого состава криопэгов и о степени его разбавления гидрокарбонатными водами, мы разделили все криопэги на две группы. Первая — наиболее представительная (71 проба) — криопэги, в составе которых нет иона SO_4^{-2}, и вторая — всего 11 проб, в которой содержание иона SO_4^{-2} изменяется от 1 до 9 % (табл. 2). Особый интерес представляет группа бессульфатных криопэгов. Ранее [*Фотиев, 1966*] было показано, что при последовательном вымораживании морской воды, начиная с температуры −7,4 °С, происходит десульфатизация ионно-солевого состава криопэгов и садка мирабилита. При температуре охлаждения −25,0 °С содержание иона SO_4^{-2} достигает минимальных значений (1,1 г/кг — 0,5 %-экв). При дальнейшем понижении температуры в криопэгах вновь происходит увеличение содержания иона SO_4^{-2}, ко-

Таблица 2. **Криопэги п-ова Ямал**

№ п/п	Место отбора	Глубина вскр., м	Температура воды, °С	Минерализация воды, г/кг	Ионный состав, %-экв						Солевой состав (в % от суммы солей)					
					Mg^{+2}	Ca^{+2}	$Na^{+1}+K^{+1}$	HCO_3^{-1}	SO_4^{-2}	Cl^{-1}	Морские соли	Бикарбон.	Сульфаты	Хлориды		
														Mg	Ca	Na
1	Крио −22,5 °С	—	−22,5	286,1	21,9	1,9	76,2	—	0,8	99,2	8,6	—	—	20,4	91,4 1,6	69,4
	В днищах речных долин															
2	Долина реки в р-не Марре-Сале	12,0	−5,0	91,9	22	2	76	3	—	97	—	3	—	21,0	97 0,5	75,5
3	Долина р. Харасавей	—	−4,8	84,5	7	7	86	10	—	90	—	10	—	4	90 1,5	84,5
4	Долина р. Юрибей	15,0	−0,1	3,5	13	21	66	16	—	84	—	16	—	8	84 12,5	63,5
5	Долина р. Хальмеряха	9,5	−3,5	58,7	21	4	75	3	1	96	10,7	3	—	18,1	86,3 2,1	66,1
6	Долина р. Хеяха	9,3	−0,5	15,9	18	3	79	2	9	89	87,2	1,8	0,9	1,6	10,1 —	8,5
	На высоких морских террасах															
7	II терраса р-н Марре-Сале	10,1	−5,4	99,0	33	8	59	1	—	99	—	1	—	32,7	99 7,5	58,8
8	II терраса левобережье р. Мордыяха	5,8	−0,3	9,3	10	3	87	11	—	89	—	11	—	4	89 3	82
9	III терраса р. Надуйяха	3,5	−3,0	59,6	32	31	57	—	1,0	99	10,7	—	—	30,0	89,3 30,8	28,5
	На барах и лайдах															
10	О-в Белый	1,8	−6,0	111,8	21	3	76	1	2	97,0	21,5	0,9	—	17,1	77,6 1,7	58,8
11	О-в Литке	4,6	—	72,8	21	3	76	2	4	94	42,9	1,9	—	13,4	55,2 1,6	42,2
12	Мыс Харасавей	7,0	—	103,0	19	3	78	1	9	90	87,2	0,8	0,9	3,1	11,1 —	8,0
13	Крио −7,4 °С	—	−7,4	117,8	18,5	2,9	78,6	—	9,3	90,7	84,2	—	1,4	3,7	14,4 —	10,7



T, °C	мс	бк	с	хл
0	100	–	–	–
-1,8	100	–	–	–
-3,5	98,6	–	–	1,4
-7,4	84,2	–	1,4	14,4
-10,0	48,2	–	–	51,8
-15,0	18,2	–	–	81,8
-22,5	8,6	–	–	91,4
-25,0	5,4	–	–	94,6
-30,0	8,6	–	–	81,4

Рис. 7. Палетка для определения температуры формирования солевого состава криопэгов.

А — кривая изменения содержания хлоридов в морской воде в процессе ее вымораживания в диапазоне температуры 0...–30 °С. *Б* — изменение солевого состава морской воды в процессе ее вымораживания в том же диапазоне. *1—5* — местоположение точки и содержание хлоридов (в %) в среднем солевом составе криопэгов: *1* — под руслами рек; *2* — на барах и лайдах; *3* — на высоких морских террасах; *4* — в недрах структур; *5* — в пластовых льдах с минерализацией 1,0—8,5 г/кг (см. табл. 1, № 12—15 и 18). I, II и III — стадии криогенной метаморфизации морской воды [*по Фотиеву, 1996*]. *Т* — температура, мс — морские соли, бк — бикарбонаты, с — сульфаты, хл — хлориды.

торое достигает 3,8 г/кг уже при температуре –30 °С· [*Гиттерман, 1937*]. Следовательно, только в процессе криогенного преобразования ионно-солевого состава морской воды бессульфатные криопэги сформироваться не могут. Тем не менее на протяжении III стадии криометаморфизма морской воды из состава криометаморфизованной воды выводится большая часть сульфатов. В связи со сказанным полное отсутствие иона SO_4^{-2} в ионно-солевом составе криопэгов, сформировавшихся при охлаждении водовмещающих пород до температуры –22,5 °С, например, криопэги в долине реки в районе Марре-Сале (см. табл. 2, № 2), можно объяснить либо очень значительным разбавлением криопэгов пресными гидрокарбонатными водами, либо процессами сульфатредукции в результате жизнедеятельности анаэробных бактерий. Сравнение первой и второй граф в табл. 2 указывает на сходство катионного состава и на основные различия в анионном составе — присутствие в криопэгах иона HCO_3^{-1} и полное отсутствие иона SO_4^{-2}. Наличие в солевом составе криопэгов бикарбонатов (3 %-экв), достаточно высокая их температура (–5 °С) и сравнительно низкая минерализация воды (всего 91,9 г/кг) явно свидетельствуют о том, что ионно-солевой состав криопэгов в районе Марре-Сале представляет собой смесь высококонцентрированных рассолов с ультрапресными водами гидрокарбонатного класса (см. табл. 2, № 2). В долине р. Харасавей, несмотря на еще более значительное разбавление рассолов (содержание бикарбонатов увеличилось до 10 %), минерализация криопэгов еще достигает 84,5 г/кг, а температура –5 °С. Однако в долине р. Юрибей, когда содержание бикарбонатов уже достигает 16 %, минерализация криопэгов снижается до 3,5 г/кг, а температура воды повышается до –0,1 °С (см. табл. 2, № 3, 4).

В солевом составе криопегов, содержащих ион SO_4^{-2}, в разном процентном соотношении присутствуют морские соли, бикарбонаты, сульфаты и хлориды. При этом содержание хлоридов изменяется от 86,3 до 10,1 %. Воспользовавшись палеткой на рис. 6, легко определить, что состав криопэгов в долине р. Хальмеряха сформировался при температуре охлаждения водовмещающих пород ниже –17 °С, а в долине р. Хейяха — при температуре порядка –7,4 °С (см. табл. 2, № 5, 6). Наличие в этих пробах бикарбонатов свидетельствует о смешении криометаморфизованных вод с пресными водами гидрокарбонатного класса. При этом разбавление ионно-солевого состава криопэгов, скорее всего, происходит уже после вскрытия линзы буровой скважиной.

Воды, залегающие внутри криогенного водоупора

Засоленность мерзлых песчано-глинистых отложений до глубины 150—300 м, характерная для большей части п-ова Ямал к северу от 68° с.ш., с полной очевидностью свидетельствует о криогенном преобразовании пород, насыщенных морскими водами при достаточно низкой отрицательной температуре. В связи со сказанным внутри криогенного водоупора скопления пресных подземных вод быть не может. Право на существование имеют только криопэги, существующие в жидкой фазе даже при очень низкой отрицательной температуре.

Криопэги на барах и лайдах. Линзы песков и супесей с криопэгами в пределах морских баров и лайд (абс. отм. 0,3...3,0 м) широко рас-

пространены вдоль западного и северного побережий Ямала, омываемых водами Карского моря. На лайдах восточного побережья полуострова, омываемого водами Обской губы, линзы криопэгов — редкость. Линзы подземных вод залегают в толще многолетнемерзлых пород на глубине от 1,2 до 10 м от поверхности в пределах слоя с годовыми колебаниями температуры. При этом большая часть линз (72,2 %) залегает на глубине до 5 м от поверхности. Все линзы залегают ниже уровня моря. Скопления подземных вод приурочены к первичным водно-химическим таликам криогенного класса [*Фотиев, 1966*]. Они сформировались в современный период в результате криогенного преобразования толщи пород, насыщенной морскими водами. Криогенная концентрация морской воды до 150—180 г/кг при сезонном охлаждении водовмещающих пород до температуры −10...−15 °С и ниже, приводит к формированию рассолов, сохраняющихся в жидкой фазе даже при такой низкой отрицательной температуре водовмещающих пород. Криопэги напорные. Величина напора, в зависимости от глубины скважины, изменяется от 0,8 до 8,6 м. Возникновение напора в замкнутых линзах обусловлено частичным промерзанием водовмещающих пород в зимнее время. Криопэги, вскрытые на разной глубине от поверхности в разное время года, представляют собой низкотемпературные (−2...−8,5 °С), высококонцентрированные (71...150 г/кг) рассолы (см. табл. 1, № 13).

Своеобразие химического состава 18 проб криопэгов наглядно иллюстрируется местоположением точек на диаграмме (рис. 8, № 1). На анионном треугольнике все точки сконцентрированы вблизи вершины Cl, так как содержание иона Cl^{-1} во всех пробах более 90 %-экв. Более того, в 6 пробах его содержание достигает 95—100 %-экв. Содержание ионов SO_4^{-2} и HCO_3^{-1} соответственно изменяется от 2 до 9 и от 1 до 2 %-экв. Размещение точек на катионном треугольнике указывает на превалирование иона Na^{-1}, содержание которого изменяется от 63 до 93 %-экв, и достаточно пестрое (5...32 %-экв) содержание иона Mg^{+2}. Содержание иона Ca^{+2} изменяется от 1 до 4 %-экв, но в отдельных пробах оно возрастает до 8 %-экв. Концентрация точек на квадрате между точками состава морской воды и крио −15 °С указывает на однообразие химического состава криопэгов — это типичные хлоридные натриевые рассолы, сформировавшиеся в результате криогенной метаморфизации морской воды. Удаление точек состава криопэгов от этих точек, вызванное повышенным содержанием ионов HCO_3^{-1}, Mg^{+2} и Ca^{+2} свидетельствует о разбавлении состава криопэгов

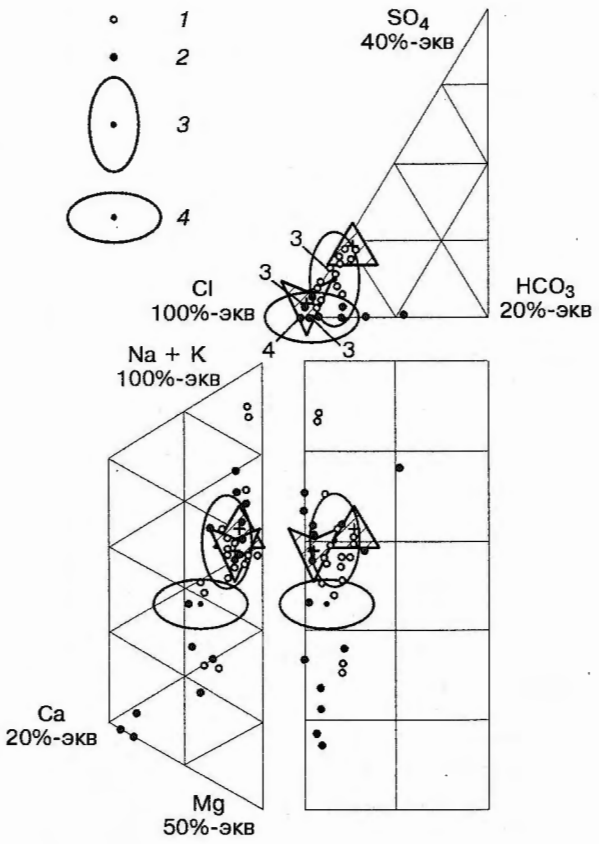


Рис. 8. Химический состав соленых подземных вод.

1, 2 — точки состава криопэгов: *1* — на лайдах, *2* — на высоких морских террасах; *3, 4* — точки среднего состава криопэгов: *3* — на лайдах, *4* — на высоких морских террасах. Заштрихованные значки см. на рис. 1.

ультрапресными водами гидрокарбонатного класса.

К такому же выводу приводит и анализ среднего ионно-солевого состава криопэгов на барах и лайдах (см. табл. 1, № 13). Из таблицы видно, что доля морских солей составляет 57 %, доля хлоридов — 42,5 %, а доля бикарбонатов — всего 0,5 %. По палетке на рис. 7 легко рассчитать, что средний солевой состав криопэгов на барах и лайдах при таком содержании хлоридов мог бы сформироваться при температуре охлаждения водовмещающих пород до −10 °С. Однако пестрый ионный состав криопэгов (см. рис. 8, № 1) свидетельствует о том, что солевой состав криопэгов, отобранных на лайдах и барах в разных частях п-ова Ямал, формировался при разной температуре охлаждения водовмещающих пород и, судя по содержанию бикарбонатов, в разной степени разбавлен пресными водами. Чтобы выявить диапазон возможной темпера-

туры формирования солевого состава криопэгов, мы рассчитали их солевой состав и наиболее типичные криопэги поместили в табл. 2, № 10—12. Оказалось, что содержание хлоридов изменяется от 77,6 на о. Белый до 11,2 % на м. Харасавей. А это значит, что формирование их солевого состава происходило при температуре −13,6 и −7,4 °С соответственно. Наличие в солевом составе криопэгов бикарбонатов (0,8...1,9) свидетельствует о том, что криопэги разбавлены пресными водами гидрокарбонатного класса. К аналогичному выводу приводит анализ сведений о температуре, ионном составе и минерализации криопэгов Северо-Западного Ямала, приведенных в классификации И. Д. Стрелецкой [*1991*]. Наличие практически во всех формулах среднего химического состава криопэгов ионов HCO_3^{-1} (1...10 %-экв) убедительно свидетельствует о том, что опубликованные характеристики криопэгов должны существенно отличаться от аналогичных характеристик криопэгов в линзах *in situ*. На о. Литке, например [*Трофимов и др., 1973*], по содержанию в солевом составе 55,2 % хлоридов (см. табл. 2, № 11) температура охлаждения водовмещающих пород, а следовательно и криопэгов, должна быть порядка −13 °С. При такой температуре минерализация криопэгов должна быть порядка 170 г/кг. Следовательно, опубликованные сведения о минерализации криопэгов занижены по сравнению с минерализацией криопэгов в линзе *in situ* минимум в два раза. Значительное содержание (1,9 %) бикарбонатов в солевом составе также подтверждает предположение о том, что криопэги на о. Литке разбавлены пресными водами. Приведенные примеры указывает на то, что сведения о температуре, минерализации и составе криопэгов, приведенные в отчетах и опубликованные в статьях и монографиях, существенно отличаются от характеристик криопэгов, залегающих в линзах на глубине 1,8...9,8 м.

Криопэги на высоких морских террасах. Линзы песков и супесей с криопэгами были обнаружены на II , III и IV морских террасах на глубине от 3,5 до 12 м от поверхности. Линзы подземных вод залегают в толще многолетнемерзлых пород в пределах слоя с годовыми колебаниями температуры. Скопления подземных вод приурочены к вторичным водно-химическим таликам криогенного класса [*Фотиев, 1996*]. Талики этой разновидности формируются в результате повышения температуры многолетнемерзлых пород (в пределах отрицательных значений) под влиянием нарушения современных условий теплообмена в системе атмосфера—почва—литосфера. Установлено, что такие талики чаще всего формируются в понижениях рельефа и в приподошвенных частях склонов, наиболее благоприятных для накопления снегового покрова повышенной мощности. Подземные воды в таликах обладают напором, величина которого в зависимости от глубины залегания линзы, изменяется от 1,0 до 7,5 м. Формирование напора подземных вод в замкнутых линзах следует объяснять частичным промерзанием водовмещающих пород в зимнее время. По данным измерений в летнее время температура воды изменяется от −0,3 до −5,5 °С. Минерализация криопэгов в 15 пробах изменяется от 9,3 до 99,0 г/кг (см. табл. 1, № 14). При этом в 10 пробах она менее 50 г/кг, а в остальных пробах она изменяется от 50 до 99 г/кг.

Своеобразие химического состава криопэгов наглядно иллюстрируется размещением точек на диаграмме (см. рис. 8, № 2). На анионном треугольнике точки сосредоточены вблизи вершины Cl и концентрируются вблизи точки крио −15 °С. Содержание иона Cl^{-1} изменяется от 89 до 98 %-экв, а в 10 пробах оно составляет 99—100 %-экв. Отсутствие иона SO_4^{-2} — характерная особенность подземных вод. Он не обнаружен в 11 пробах, а в остальных 4 пробах его содержание не превышает 1 %-экв. Иона HCO_3^{-1} нет только в 6 пробах, тогда как в остальных 9 пробах его содержание изменяется от 1 до 7 и даже достигает 11 %-экв. Размещение точек на катионном треугольнике указывает на то, что состав катионов в отдельных пробах не столь однообразен как состав анионов. Разброс точек обусловлен разным соотношением в пробах ионов натрия и магния. Тем не менее в составе криопэгов явно превалирует ион Na^{+1}, содержание которого изменяется от 50 до 87 %-экв. Содержание иона Mg^{+2} изменяется от 10 до 33 %-экв. При этом 20 %-экв и более оно достигает только в тех пробах, где нет иона SO_4^{-2}. Содержание иона Ca^{+2} в 11 пробах не превышает 3 %-экв, а в 4 пробах оно достигает 22 и даже 32 %-экв. Весьма своеобразное размещение точек на квадрате с одной стороны безусловно указывает на ведущую роль процесса криометаморфизма морской воды при формировании состава криопэгов, а с другой — указывает на различие состава, вызванное разным содержанием ионов HCO_3^{-1}, Mg^{+2} и Ca^{+2}. Интересно отметить такую деталь, хорошо видимую на рис. 8, № 2. Минимальное содержание магния зафиксировано в пробе с максимальным содержанием иона HCO_3^{-1}, т. е. в наиболее разбавленных криопэгах.

Средний ионно-солевой состав криопэгов, отобранных на высоких морских террасах (см. табл. 1, № 14), подтверждает этот вывод. Доля морских солей составляет всего 3,2 %, тогда как

основная масса солей (94,4 %) представлена хлоридами натрия и магния. Это свидетельствует о глубокой криогенной метаморфизации состава морских вод в процессе промерзания водовмещающих пород. Убедительным подтверждением сказанному служит размещение точки среднего солевого состава криопэгов на палетке (рис. 6, № 3), указывающее на возможность формирования такого состава криопэгов при охлаждении водовмещающих пород до температуры −22,5 °С. В результате криогенной концентрации минерализация поровых растворов превышала 200 г/кг.

На рис. 8, № 2 хорошо видно, что хлоридные натриевые рассолы в криогенных таликах существенно различаются между собой по содержанию отдельных ионов HCO_3^{-1} (0...11 %-экв), Ca^{+2} (2...32 %-экв) и Mg^{+2} (10...33 %-экв), по минерализации (от 9 до 99 г/кг) и по температуре (от −0,3 до −5,5 °С). Такого существенного расхождения быть не должно, если исходить из предположения, что криопэги формировались внутри толщи засоленных многолетнемерзлых пород в результате вытаивания ледяных включений. Следовательно, ионно-солевой состав криопэгов в замкнутой линзе должен соответствовать ионно-солевому составу ледяных включений и составу поровых растворов, сохраняющихся в мерзлой толще, благодаря высокой и очень высокой минерализации, даже при охлаждении водовмещающих пород до очень низкой температуры. Следует иметь в виду, что объем поровых растворов, видимо, значительно превышает объем воды вытаявших ледяных включений. Исходя из этого, на наш взгляд наиболее правильного предположения, все криопэги в криогенных таликах этого вида должны иметь более или менее однородный хлоридный магниево-натриевый состав (без каких-либо, даже незначительных, включений иона HCO_3^{-1}) и высокую степень минерализации. Следовательно, ионно-солевой состав всех без исключения проанализированных криопэгов в той или иной степени разбавлен ультрапресными водами гидрокарбонатного класса.

Тем не менее по доминированию хлоридов в солевом составе криопэгов (89—100 %-экв), по отсутствию в 11 пробах иона SO_4^{-2} и по высокому (до 20...33 %) содержанию хлоридов магния можно сделать вывод о формировании ионно-солевого состава криопэгов в криогенных таликах на высоких морских террасах при охлаждении водовмещающих пород до температуры ниже −22,5 °С, когда минерализация поровых растворов превышала 220 г/кг. Приведенные в табл. 2 данные о бессульфатных криопэгах на второй морской террасе в районе Марре-Сале (№ 10) и в бассейне р. Мордыяха (№ 11) позволяют судить о масштабах смешения вод хлоридного и гидрокарбонатного классов. Увеличение в криопэгах бикарбонатов от 1 % в районе Марре-Сале до 11 % в бассейне р. Мордыяха приводит к пропорциональному уменьшению доли хлоридов и сопровождается существенным (в 10 раз) снижением минерализации и значительным (в 20 раз) повышением температуры воды. На низкую температуру криогенной метаморфизации подземных вод указывает и высокое содержание в криопэгах хлоридов магния (более 30 %-экв).

В солевом составе криопэгов, содержащих ион SO_4^{-2}, кроме хлоридов присутствуют морские соли (до 11 %) и бикарбонаты (до 4 %). Температура формирования их солевого состава легко определяется по палетке на рис. 6. На третьей морской террасе в бассейне р. Надуйяха (см. рис. 2, № 9), например, она равна −20 °С, так как содержание хлоридов — 89,3 %. Низкая минерализация и высокая температура воды указывают на разбавление криопэгов пресными водами. Следует иметь в виду, что в этой линзе, залегающей на глубине всего 3 м от поверхности, на протяжении года температура пород изменяется от −3,5 (в конце ноября) до −13 °С (в середине мая). Также существенно (от 60 до 165 г/кг) изменяется и минерализация криопэгов. Поэтому судить о температуре, минерализации и ионном составе криопэгов *in situ* можно будет лишь при отборе пробы специальным пробоотборником непосредственно из водоносной линзы. В связи со сказанным следует обратить внимание изыскателей на необходимость более тщательного отбора проб криопэгов и на необходимость отбраковки тех анализов криопэгов, которые, судя по полученным характеристикам, просто не могут существовать в естественных природных условиях. В качестве примера укажем, что высокотемпературные (до −0,5 °С) криопэги с минерализацией всего 9,3 г/кг просто не могут существовать в линзе на глубине 5,8 м от поверхности (см. табл. 2, № 8), так как на глубине 6 м, судя по режимным наблюдениям на площадке Харасавейского стационара [*Григорьев, 1987*], температура пород на протяжении года не поднимается выше −5 °С. Вне всякого сомнения температура криопэгов в этой пробе существенно завышена, минерализация криопэгов — существенно занижена, а состав существенно искажен, так как в замкнутой линзе в солевом составе криопэгов никогда не может быть 11 % бикарбонатов. Смешение криопэгов с пресными водами произошло после вскрытия скважиной линзы водоносных пород.

Воды, залегающие ниже криогенного водоупора

Воды, залегающие в недрах гидрогеологических структур Ямала ниже криогенного водоупора, впервые были обнаружены на мысе Каменный еще в 1947 г. Напорные воды были вскрыты ниже яруса многолетнемерзлых пород мощностью 132 м. Однако определить химический состав воды тогда не удалось. В последующие годы, в процессе бурения глубоких разведочных скважин линзы водоносных песков, супесей и алевролитов, залегающие в толще глин и суглинков, были обнаружены практически на всех геоморфологических уровнях в интервале глубин от 130 до 300 м. Тем не менее до настоящего времени сведения о химическом составе и минерализации подземных вод, залегающих ниже криогенного водоупора, в печатной литературе ограничены. Мы воспользовались данными о химическом составе криопэгов, линзы которых в районе пос. Харасавей были вскрыты скважиной в интервале глубин 214—226 м и 245—250 м. Воды напорные: их уровень установился на глубине 15—16 м от поверхности [*Геокриология СССР..., 1989*].

Средний химический состав криопэгов приведен в табл. 1, № 15 и на рис. 7, № 3. На первый взгляд, это обычная морская вода, минерализация которой (25,2—34,7 г/кг) совпадает с минерализацией современной морской воды в Карском море. Но это только на первый взгляд. Достаточно обратить внимание на правую часть таблицы, в которой представлен солевой состав, чтобы убедиться в том, что доля морских солей в криопэгах составляет всего 11,8 %, тогда как основная часть солей (87,1 %) представлена хлоридами натрия и магния. Такое соотношение хлоридов и морских солей (см. рис. 6, № 4) характерно для солевого состава криопэгов, сформировавшегося при температуре порядка −18 °С. Полное отсутствие сульфатов также свидетельствует о формировании состава криопэгов в процессе III стадии криогенной метаморфизации морской воды. Минерализация криопэгов при таком охлаждении достигала 180 г/кг. Следовательно, есть все основания полагать, что состав криопэгов с такой низкой минерализацией (25—35 г/кг) и с повышенным (2,1 %) содержанием бикарбонатов, отобранных из скважины в районе пос. Харасавей (см. табл. 1, № 15), не соответствует составу криопэгов, залегающих на глубине 200—250 м *in situ*. Скорее всего, этот опресненный состав криопэгов сформировался в стволе скважины. Он характеризует смесь криопэгов, поднявшихся по стволу скважины, с пресными водами: либо с буровым раствором, либо с водами, попавшими в скважину с поверхности. Подтверждением сказанному служит сравнение содержания иона HCO_3^{-1} в криопэгах из скважины, в морской воде и в криопэгах, охлажденных до температуры −15 °С. Эти цифры (в г/кг) соответственно равны: 0,349; 0,103 и менее 0,014. Они с полной очевидностью свидетельствуют о существенном опреснении криопэгов. Отсюда напрашивается вывод о том, что опубликованные в статьях и монографиях сведения о минерализации подземных вод, залегающих ниже криогенного водоупора, мягко выражаясь, не точны. Они не характеризуют истинный состав криопэгов, залегающих на глубине 150—300 м, а минерализация криопэгов занижена минимум в 25 раз.

Для определения ионно-солевого состава подземных вод, залегающих ниже криогенного водоупора *in situ*, необходимо либо отобрать воду специальным пробоотборником непосредственно из водоносной линзы, либо отобрать пробу из тщательно изолированной колонны труб после длительной прокачки скважины. Есть все основания полагать, что именно такой смешанный состав криопэгов отбирается на анализ и из неглубоких изыскательских скважин, на гидроизоляцию которых, видимо, никто не обращает внимание.

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ

Широкое распространение крупных скоплений подземных льдов в виде пластовых залежей и мощных повторно-жильных льдов (ПЖЛ), характерная особенность отложений речных и морских террас на п-ове Ямал. При этом скопления пресных подземных льдов в верхней части криогенного водоупора встречаются значительно чаще, чем скопления пресных вод.

Пластовые льды

Самые крупные скопления подземных льдов в виде пластовых залежей сосредоточены в мерзлых отложениях морских террас плейстоценового возраста. Мощность пластовых льдов изменяется от 1—2 до 30—40 м, а их протяженность измеряется десятками, сотнями и даже первыми тысячами метров. Большая часть залежей сосредоточена в верхнем 50-метровом горизонте мерзлой толщи, хотя отдельные залежи встречены на глубине 100 и даже 200 м [*Дубиков, 1982*].

Химический состав воды пластовых льдов изучен наиболее детально на основе анализа 193 проб, отобранных в разных частях полуострова, на разной глубине от поверхности. В некоторых пластах удалось проследить изменение химического состава льда и его минерализации от кровли пласта до подошвы.

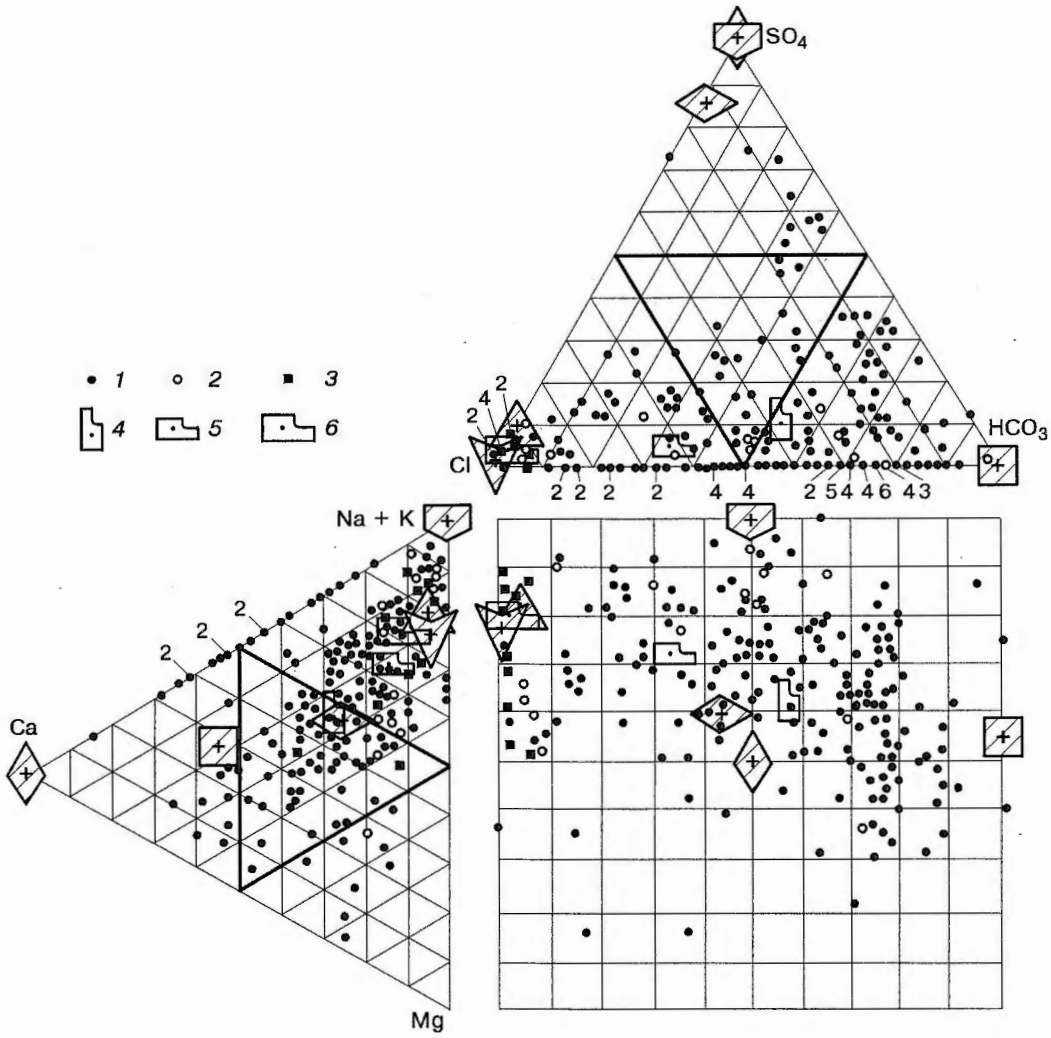


Рис. 9. Химический состав пластовых льдов.

1—3 — точки состава льдов с минерализацией: *1* — до 0,3 г/кг, *2* — от 0,3 до 1,0 г/кг, *3* — от 1,0 до 8,5 г/кг; *4—6* — точки среднего состава льдов с минерализацией: *4* — до 0,3 г/кг, *5* — от 0,3 до 1,0 г/кг, *6* — от 1,0 до 8,5 г/кг. Заштрихованные значки см. на рис. 1.

Минерализация льдов изменяется в очень широком диапазоне: от 0,01 до 8,5 г/кг. Тем не менее в 168 пробах льды ультрапресные: их минерализация не превышает 0,3 г/кг, в 15 пробах она изменяется от 0,3 до 1 г/кг и только в 10 пробах она превышает 1 г/кг (см. табл. 1, № 16—18). Увеличение минерализации до 1 г/кг и более обычно характерно для льдов с небольшими включениями глинистых и песчаных частиц, а минерализация от 1,0 до 8,5 г/кг для льдогрунтовых прослоев.

Химический состав пластовых льдов отличается очень большой пестротой (рис. 9). Тем не менее, в зависимости от роста минерализации отмечается закономерный переход от ультрапресных льдов гидрокарбонатного класса к солоноватым льдам хлоридного класса.

Ультрапресные льды. Большая часть ультрапресных льдов (131 проба) имеет минерализацию от 0,03 до 0,2 г/кг: в 21 пробе она изменяется в пределах 0,01...0,03 г/л, а в 16 пробах — в пределах 0,2...0,3 г/л. Размещение на диаграмме точек ультрапресных льдов (см. рис. 9, № 1) свидетельствует о большом разнообразии их химического состава. В анионном треугольнике 93 точки расположены в нижней части, тяготея к вершине HCO_3; 47 точек расположены вблизи вершины Cl, 19 точек сосредоточены в центральной части треугольника, имея примерно одинаковое содержание анионов, и

только 9 точек тяготеют к вершине SO_4. Содержание ионов HCO_3^{-1}, Cl^{-1} и SO_4^{-2} в отдельных пробах соответственно изменяются от 4 до 100, от 5 до 100 и от 4 до 74 %-экв. Важно отметить, что в 66 пробах ультрапресных льдов иона SO_4^{-2} нет. В катионном треугольнике 89 точек приближены к вершине Na + K, указывая на превалирование иона Na^{+1}. Пятьдесят точек, расположенные в центральной части треугольника, указывают на широкое распространение ультрапресных льдов смешанного катионного состава. К вершине Ca тяготеет только 20 точек, а к вершине Mg — всего 9 точек. Важно отметить, что в 21 пробе иона Mg^{+2} нет. На квадрате точки размещаются в центральной части, протягиваясь от точки бикарбонатов к точке морской воды. Сгущение точек в правой половине квадрата свидетельствует о преобладании вод гидрокарбонатного класса группы натрия, реже кальция и еще реже магния. Размещение точек в правой верхней части квадрата свидетельствует о широком распространении вод хлоридного класса с явным преобладанием группы натрия. Зависит ли ионный состав льдов от степени их минерализации? Анализ всех проб льда показал, что при минерализации до 0,03 г/кг явно преобладают льды гидрокарбонатного класса, при минерализации 0,03... 0,2 г/кг — льдов гидрокарбонатного класса примерно в два раза больше, чем льдов хлоридного класса, а при минерализации более 0,2 г/кг содержание льдов гидрокарбонатного и хлоридного классов примерно одинаковое.

Средний ионно-солевой состав ультрапресных пластовых льдов представлен в табл. 1, № 16. Из таблицы видно, что в солевом составе преобладают бикарбонаты (50,4 %). Доля морских солей составляет 40,8 %, а сульфатов — 8,8 %. Хлоридов в ультрапресных льдах нет.

Солоноватые льды. Совсем иной ионно-солевой состав имеют пластовые льды с минерализацией 1...8,5 г/кг. На анионном треугольнике все точки сосредоточены вблизи вершины Cl и концентрируются возле точек морской воды и крио −15 °С. При этом содержание иона Cl^{-1} изменяется в очень узком диапазоне — −93...97 %-экв. Содержание ионов SO_4^{-2} и HCO_3^{-1} оответственно изменяется в пределах от 3 до 6 и от 2 до 7 %-экв. В одной пробе нет иона SO_4^{-2}, а в 6 пробах — нет иона HCO_3^{-1}. На катионном треугольнике отмечается некоторый разброс точек. При этом, чем выше минерализация, тем ближе к точке крио −15 °С размещаются анализы, свидетельствуя о преобладании в составе иона Na^{+1}. С уменьшением минерализации возрастает доля иона Ca^{+2}, содержание которого увеличивается до 17 %-экв. Концентрация точек состава криопэгов на квадрате возле точек морской воды и крио −15 °С с одной стороны указывает на однообразие химического состава криопэгов — все воды хлоридного класса, группы натрия, а с другой — указывают на огромную роль процесса криогенеза в формировании ионного состава солоноватых льдов. Удаление от точки крио −15 °С обычно наблюдается в пробах с повышенным содержанием ионов SO_4^{-2}, HCO_3^{-1} и Ca^{+2}. В этих же пробах отмечается снижение минерализации. Следовательно, чем дальше от точки крио −15 °С точка состава криометаморфизованной воды, тем более ее состав разбавлен пресными водами.

Средний ионно-солевой состав солоноватых пластовых льдов представлен в табл. 1, № 18. Из таблицы видно, что в солевом составе преобладают хлориды (60 %), процентное содержание которых указывает на глубокую криогенную метаморфизацию состава морской воды, несмотря на очень низкую минерализацию. На рис. 7, № 5 видно, что средний солевой состав солоноватых льдов при содержании хлоридов 60 % мог сформироваться при температуре −11 °С. Доля морских солей составляет 38,7 %, а бикарбонатов — 1,3%. Сульфатных солей нет. Важно отметить, что доля хлоридов в пробах с минерализацией 1 и 8,5 г/кг соответственно возрастает от 2,2 до 60,0 %.

Пресные льды. Средний ионно-солевой состав пресных пластовых льдов с минерализацией 0,3—1,0 г/кг (см. табл. 1, № 17), как видно на рис. 9, занимает промежуточное положение между точками ультрапресных и солоноватых льдов.

Нанесенные на диаграмму (см. рис. 3, № 14—16) точки среднего состава пластовых льдов с разной минерализацией указывают на закономерное изменение состава воды с увеличением ее минерализации. Точка среднего состава ультрапресных льдов (№ 14) расположена в непосредственной близости от точек среднего состава дождевых (№ 1) и озерных (№ 7) вод. Размещение их в левой верхней части квадрата свидетельствует о принадлежности ультрапресных льдов преимущественно к гидрокарбонатному классу и указывает на ведущую генетическую роль атмосферных осадков и поверхностных вод в формировании ионно-солевого состава ультрапресных пластовых льдов. Точка среднего состава солоноватых пластовых льдов (№ 16) и на треугольниках и на квадрате расположена в непосредственной близости от точки крио −15 °С (это особенно хорошо видно на увеличенном фрагменте анионного треугольника на рис. 3). Такое размещение точки среднего состава солоноватых льдов явно указывает на морской генезис воды, ионно-солевой состав и минерализация которых претерпели существенное из-

менение под воздействием процесса криометаморфизма.

В связи со сказанным особый интерес представляет изучение расположения пластов ультрапресных, пресных и солоноватых льдов в вертикальном разрезе одной залежи. Нам удалось проанализировать изменение ионно-солевого состава в вертикальном разрезе 15 залежей. Оказалось, что по ионному составу льды, слагающие пластовые залежи, относятся либо к гидрокарбонатному (7 залежей), либо к хлоридному (6 залежей) классам. Только в двух разрезах слои льда гидрокарбонатного класса сменяются слоями льда хлоридного класса: этот переход всегда сопровождается увеличением минерализации льдов. В залежах, сложенных льдами гидрокарбонатного класса, минерализация льда не превышает 0,2 г/л, а в отдельных разрезах она менее 0,07 г/кг и даже менее — 0,02 г/кг. Наиболее высокая минерализация льда обычно наблюдается в самых верхних слоях пластов. Важно отметить, что некоторые пласты ультрапресных льдов гидрокарбонатного класса залегают в толще сильно засоленных отложений морского генезиса. В залежах, сложенных льдами хлоридного класса, минерализация льдов изменяется от 0,03 до 8,5 г/кг. И в этих залежах наиболее высокая минерализация характерна для льдов, залегающих в кровле пласта. Такое распределение минерализации видимо происходит вследствие миграции ионов Cl^{-1}, Mg^{+2} и Ca^{+2} в верхние слои льда из перекрывающих пласт засоленных глинистых отложений [*Анисимова, Крицук, 1983*].

Повторно-жильные льды

Растущие эпигенетические повторно-жильные льды (ПЖЛ) широко распространены на речных и морских террасах п-ова Ямал. Головки жил залегают непосредственно ниже подошвы СТС. Высота жил изменяется от 2,0 до 5,0 м, а ширина по верху от 0,5 до 1,5 м. Реликтовые ПЖЛ залегают на глубине до 5 м. Ширина их по верху 1,8...3,5 м, а высота — 6,0...12,0 м [*Геокриология СССР..., 1989*].

Химический состав ПЖЛ оценивается на основе анализа 99 проб (см. табл. 1, № 19). Льды преимущественно ультрапресные. Их минерализация изменяется в пределах 0,02—0,8 г/кг. При этом в 86 пробах она изменяется в пределах 0,02...0,2 г/кг, в 10 пробах — в пределах 0,2...0,03 г/кг и только в 3 пробах — в пределах 0,3—0,8 г/кг. Важно подчеркнуть, что увеличение минерализации от 0,02 до 0,8 г/кг не приводит к существенному изменению химического состава воды (рис. 10, № 7).

Химический состав воды достаточно пестрый, о чем свидетельствует размещение точек на диаграмме (см. рис. 10, № 1). В анионном треугольнике точки расположены в нижней его части преимущественно вблизи вершины HCO_3 (59 проб), около вершины Cl (13 проб), а около вершины SO_4 — всего 7. В центре треугольника располагается 20 проб, свидетельствуя о широком развитии льдов смешанного анионного состава. Важно отметить, что в 32 пробах иона SO_4^{-2} нет. Концентрация точек в центре катионного треугольника (43 пробы) свидетельствует о широком развитии льдов смешанного катионного состава. Вблизи вершины Na + K располагается 34 точки, свидетельствуя о преобладании во льдах иона Na^{-1}, а около вершин Ca и Mg располагается по 11 точек. Размещение точек преимущественно в правой части квадрата свидетельствует о преобладании льдов гидрокарбонатного класса, группы натрия и льдов смешанного катионного состава. Вместе с тем размещение точек в верхней левой части квадрата, свидетельствуют о том, что в отдельных жилах льды относятся к хлоридному классу, группе натрия.

Средний ионно-солевой состав ПЖЛ представлен в табл. 1, № 19, из которой видно, что основную массу солей (53,3 %) составляют бикарбонаты. Доля морских солей — 35,9 %, а сульфатов — 10,8 %. Хлоридов в среднем солевом составе ПЖЛ нет.

На диаграмме (см. рис. 3) точка среднего состава ПЖЛ (№ 17) расположена в непосредственной близости от точки среднего состава дождевых (№ 1) и озерных (№ 7) вод, источником формирования ионно-солевого состава которых, как было показано выше, являются атмосферные осадки. Размещение этих точек в левой половине квадрата свидетельствует о принадлежности ПЖЛ преимущественно к гидрокарбонатному классу группе натрия и кальция, что указывает на ведущую роль атмосферных осадков в формировании ионно-солевого состава ПЖЛ. Справедливости ради надо отметить, что несколько точек ионного состава ПЖЛ и на треугольниках и на квадрате располагаются вблизи точки морской воды (см. рис. 10). Лед с содержанием иона Cl^{-1} 76 %-экв отобран в долине р. Юрибей в нижней части жилы с глубины 8,5 м. Его минерализация 0,3 г/л, а в солевом составе льда превалируют морские соли (53,6 %) и хлориды (27,5 %), тогда как доля бикарбонатов составляет всего 18,9 % Лед в средней и верхней частях жилы менее минерализован (0,8...0,9 г/кг) и относится к гидрокарбонатному классу группы магния и кальция. Следовательно, размещение на диаграмме точек ионного состава льдов вблизи точки состава морской воды указывает на мор-

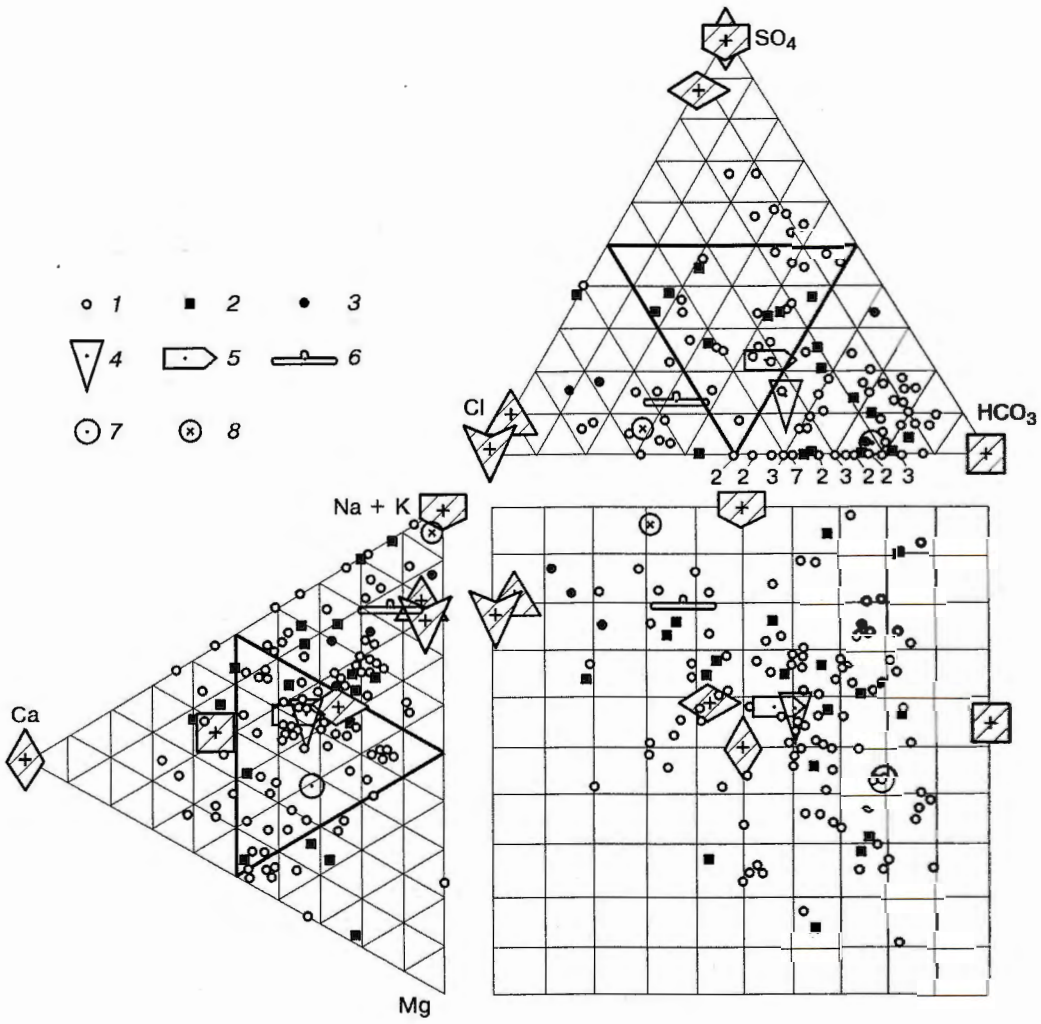


Рис. 10. Химический состав подземных льдов.

1—3 — точки состава льдов: *1* — повторно-жильных, *2* — инъекционных, *3* — текстурообразующих; *4—6* — точки среднего состава льдов: *4* — повторно-жильных, *5* — инъекционных, *6* — текстурообразующих, *7* — состав повторно-жильных льдов с минерализацией 0,8 г/кг, *8* — состав текстурообразующих льдов с минерализацией 1,1 г/кг. Заштрихованные значки см. на рис. 1.

ской генезис воды, участвующей в формировании ПЖЛ.

Определенный интерес представляют наблюдения в долине р. Юрибей за изменением по глубине ионно-солевого состава льда в жиле высотой 14 м. Пробы, отобранные через 1 м, указали на постоянство ионно-солевого состава и минерализации льдов по глубине: льды ультрапресные (0,1...0,2 г/кг гидрокарбонатного класса группы магния и кальция). Однако, на о. Белый в толще отложений I морской террасы при детальном (по сетке) изучении ПЖЛ Ю. К. Васильчуком было установлено существенное изменение минерализации льда как по горизонтали, так и по вертикали. При этом в одной жиле минерализация льда в отдельных клиньях изменялась от 0,444 до 1,24 г/кг. Высокая минерализация льда и его постоянный хлоридный натриевый состав указывают на субаквальное сингенетическое накопление ПЖЛ в условиях смены фациальной обстановки и климатических условий [*Васильчук, Трофимов, 1984*].

Инъекционные льды

Оценка химического состава инъекционных льдов базируется на анализе 18 проб, отобранных из многолетних бугров пучения, расположенных на поймах и на морских террасах. Льды ультрапресные. Их минерализация изменяется в пределах 0,03...0,2 г/кг (см. табл. 1, № 20).

При этом в 7 пробах она менее 0,05 г/кг и только в одной пробе, отобранной из бугра пучения высотой 7 м с глубины 7 м, она достигала 0,6 г/кг.

Химический состав инъекционных льдов достаточно пестрый (см. рис. 10, № 2). На анионном треугольнике точки расположены около вершины HCO_3 (9 проб) и в центральной части (7 проб). Это указывает на превалирование иона HCO_3^{-1}, содержание которого изменяется от 19 до 82 %-экв, и на широкое развитие льдов со смешанным анионным составом. Содержание иона Cl^{-1} изменяется от 7 до 76 %-экв, а иона SO_4^{-2} — от 9 до 46 %-экв. При этом в 5 пробах иона SO_4^{-2} нет. На катионном треугольнике точки в основном приближены к вершине Na + K (8 проб), указывая на превалирование иона Na^{+1}, содержание которого изменяется от 2 до 87 %-экв. В 5 пробах льды имеют смешанный катионный состав. Содержание иона Ca^{+2} изменяется от 13 до 60 %-экв, а иона Mg^{+2} — от 6 до 70 %-экв. При этом в 2 пробах магния нет. Размещение точек на квадрате свидетельствует о пестром составе инъекционных льдов, указывает на преобладание льдов гидрокарбонатного класса, группы натрия, на широкое развитие льдов хлоридно-гидрокарбонатного состава и на наличие льдов хлоридного класса. Расположение точек на диаграмме явно указывает на сходство средних составов инъекционных и ПЖЛ (см. рис. 10, № 4, 5).

Средний ионно-солевой состав инъекционных льдов приведен в табл. 1, № 20. Из таблицы видно, что в солевом составе преобладают соли континентального происхождения (бикарбонаты — 48 % и сульфаты — 17 %) тогда как доля морских солей составляет всего 34,7 %. По солевому составу инъекционные льды весьма близки к составу ПЖЛ и дождевой воды. В процессе криогенной концентрации воды, когда минерализация инъекционных льдов достигает 0,6 г/кг доля хлоридов натрия в солевом составе льдов увеличивается до 72 %.

Расположение точки среднего состава инъекционных льдов (№ 18) в непосредственной близости от точек средних составов дождевых (№ 1) и озерных вод (№ 7) на рис. 3 явно указывает на значительную роль этих вод в формировании ионно-солевого состава инъекционных льдов.

Текстурообразующие льды

Ионно-солевой состав текстурообразующих льдов оценивается на основе анализа всего шести проб (см. табл. 1, № 21). Размещение этих точек на диаграмме (см. рис. 10, № 3), убедительно свидетельствует о разнообразии химического состава. На анионном треугольнике 4 точки расположены около вершины Cl, указывая на преобладание иона Cl^{-1}, содержание которого изменяется от 66 до 85 %-экв. Содержание ионов HCO_3^{-1} и SO_4^{-2} соответственно изменяется от 10 до 29 %-экв и от 5 до 18 %-экв. Две точки явно тяготеют к вершине HCO_3. Содержание иона HCO_3^{-1} изменяется от 62 до 76 %-экв, а иона Cl^{-1} — от 6 до 24 %-экв. Содержание иона SO_4^{-2} в одной пробе 32 %-экв, а в другой его нет. На катионном треугольнике все точки приближены к вершине Na + K. Содержание иона Na^{-1} изменяется от 38 до 94 %-экв, а ионов Ca^{+2} и Mg^{+2} соответственно — от 2 до 27 и от 4 до 26 %-экв. В одной пробе обнаружен ион NH_4^{+1} (22 %-экв). На квадрате 4 точки расположены в левой части верхней половины квадрата, указывая на хлоридный натриевый состав льдов. И на треугольниках, и на квадрате эти точки явно тяготеют к точке состава морской воды. Лед хлоридного класса характеризуется повышенной минерализацией — до 1,1 г/кг. Две точки на квадрате расположены в левой части верхней половины квадрата, указывая тем самым на гидрокарбонатный натриевый состав льдов, сформировавшихся в континентальных условиях, но в разной фациальной обстановке. На это указывает как различие химического состава, так и минерализация воды, изменяющаяся от 0,05 до 0,2 г/л (см. табл. 1, № 21).

Средний ионно-солевой состав текстурообразующих льдов приведен в табл. 1, № 21. Однако в среднем солевом составе льдов хлоридного класса явно превалируют морские соли (56,4 %) и хлориды (22,8 %), тогда как доля бикарбонатов (15,4 %) и сульфатов (5,4 %) невелика. Важно отметить, что наиболее высокая минерализация — 1,1 г/кг (см. рис. 10, № 8) характерна для льда, формирующего в суглинках косослоистую толстошлировую криотекстуру. Ионно-солевой состав и минерализация льда свидетельствует о промерзании глин в субаквальных условиях и о непрерывности сохранения их мерзлого состояния. Напомним, что примерно такую же минерализацию (1,2 г/кг) имеет современный лед Карского моря. В среднем солевом составе льдов гидрокарбонатного класса явно доминируют бикарбонаты (69 %), доля сульфатов составляет 15,7 %, а суммарная доля морских солей и хлоридов не превышает 15,3 %. Пестрый ионно-солевой состав и низкая минерализация свидетельствуют о континентальных условиях формирования текстурообразующих льдов в пестрой фациальной обстановке.

ВЫВОДЫ

1. Пыль и аэрозоли, поднимаемые с поверхности п-ова Ямал, составляют основную (54 %) солевую массу атмосферных осадков, тогда как непосредственное влияние современного Мирового океана на ионно-солевой состав атмосферных осадков может быть оценено всего в 46 %.

2. Растворение мирабилита, выпавшего в осадок на III стадии (десульфатизация) криогенной метаморфизации морской воды — ведущий процесс обогащения сульфатами солевого состава природных вод Ямала, тогда как роль процессов растворения гипса и окисления сульфидов весьма ограничена.

3. Процесс криогенной метаморфизации пород и подземных вод на протяжении десятков и сотен тысяч лет играл и до настоящего времени играет ведущую роль в формировании скоплений подземных вод и их ионно-солевого состава от поверхности до глубины 400 м, а, возможно, и более.

4. Криогенная метаморфизация морской воды в интервале температуры −7,4...−25 °С основной процесс десульфатизации ионно-солевого состава криопэгов.

5. В солевом составе криопэгов, при последовательном вымораживании морской воды в интервале температуры от 0 до −7,4 °С на I и на II стадиях криогенной метаморфизации морской воды, преобладают морские соли, а на III стадии в интервале температуры от −7,4 до −25 °С преобладают хлориды. Бикарбонаты в солевом составе криопэгов отсутствуют на всех трех стадиях криогенной метаморфизации морской воды. В связи с этим наличие бикарбонатов в солевом составе криопэгов — надежный признак их весьма существенного разбавления пресными гидрокарбонатными водами.

6. Ионно-солевой состав криопэгов сохраняет большую информацию о температуре охлаждения водовмещающих пород, несмотря на существенное разбавление их пресными гидрокарбонатными водами.

7. Разработана палетка, с помощью которой по содержанию хлоридов можно определить температуру формирования ионно-солевого состава криопэга, а, следовательно, и его предельную минерализацию.

8. Минерализация, ионно-солевой состав и температура криопэгов, залегающих *in situ* в замкнутых линзах на барах и лайдах, в днищах речных долин, на высоких речных террасах и в недрах структур до настоящего времени практически не известен, несмотря на огромное количество проб, отобранных на анализ. Видимо, все криопэги, отобранные из непрокачанных, плохо изолированных обсадными трубами буровых скважин, в той или иной степени разбавлены пресными водами гидрокарбонатного класса. Вследствие этого, отобранные на анализ криопэги, и имеют пониженную минерализацию, более высокую температуру и искаженный ионно-солевой состав. С одной стороны, подтверждением сказанному служит наличие в ионном составе практически всех изученных криопэгов иона HCO_3^{-1}, а в солевом составе — бикарбонатов. С другой стороны, явное несоответствие температуры и минерализации криопэгов

9. Для определения состава криопэгов *in situ* пробу на анализ необходимо отбирать либо специальным пробоотборником непосредственно из водоносной линзы, либо из скважины после ее тщательной гидроизоляции и прокачки.

10. Ионно-солевой состав криопэгов на высоких морских террасах в замкнутых линзах, сформировавшихся в результате изменения современных условий теплообмена, должен соответствовать ионно-солевым составам ледяных включений и поровых растворов, сохранившихся в жидкой фазе при промерзании отложений, благодаря высокой минерализации.

11. Ионно-солевой состав криопэгов на барах и лайдах в замкнутых линзах, залегающих в пределах слоя с годовыми колебаниями температуры, формируется в результате современного сезонного криометаморфизма морской воды при температуре охлаждения водовмещающих отложений −7,4...−15 °С. Ионно-солевой состав, минерализация и температура криопэгов зависят от глубины залегания линзы: они изменяются по сезонам года при изменении температуры водовмещающих пород.

12. Ионно-солевой состав криопэгов в недрах структур сформировался в результате многолетней криогенной метаморфизации морских вод при температуре водовмещающих пород порядка −14...−16 °С: минерализация их достигала 180 г/кг.

13. Ведущую генетическую роль в формировании ионно-солевого состава пластовых, повторно-жильных, инъекционных и текстурообразующих ультрапресных льдов гидрокарбонатного класса играют атмосферные осадки и поверхностные воды, так как все они имеют сходный ионно-солевой состав с явным преобладанием бикарбонатов, который резко отличается от ионно-солевого состава вод морского генезиса.

14. Ведущую генетическую роль в формировании ионно-солевого состава пластовых, повторно-жильных и текстурообразующих льдов хлоридного класса с минерализацией выше 0,2...1,0 г/л играют морские воды, так как все они имеют сходный ионно-солевой состав, в ко-

тором явно преобладают морские соли и хлориды.

Автор выражает глубокую благодарность канд. геол.-мин. наук Н. В. Ивановой и канд. геол.-мин. наук Г. М. Ананьевой, любезно предоставивших ему первичный материал (результаты 750 химических анализов воды), собранный ими и сотрудниками экспедиций институтов ВСЕГИНГЕО, Ленгипротранса, ПНИИИСа, Фундаментпроекта и др. в различных районах п-ова Ямал в тяжелых полевых условиях Крайнего Севера.

Литература

Анисимова Н. П., Крицук Л. Н. Использование криогидрохимических данных при изучении генезиса залежей подземного льда // Проблемы геокриологии. М., 1983, с. 230—239.

Васильчук Ю. К., Трофимов В. Т. О находках сильно минерализованных повторно-жильных льдов // Изв. АН СССР, сер. геол., 1984, № 8, с. 129—134.

Геокриология СССР. Западная Сибирь. М., Недра, 1989, 455 с.

Геокриологические условия Бованенковского месторождения // Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала. Том II. Тюмень, 1996, 238 с.

Гиттерман К. Э. Термический анализ морской воды (концентрирование соляных растворов естественным вымораживанием) // Тр. Соляной лаб. АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1937, вып. 15, ч. 1, с. 5—24.

Григорьев Н. Ф. Криолитозона прибрежной части Западного Ямала. Якутск, ИМЗ СО РАН, 1987, 112 с.

Дубиков Г. И. Парагенез пластовых льдов и мерзлых пород Западной Сибири // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, Изд-во ИМ СО АН СССР, 1982, с. 24—42.

Дуров С. А. Синтез в гидрохимии. Ростовское кн. изд-во, 1961, 248 с.

Стрелецкая И. Д. Закономерности распространения и формирования мерзлых грунтов и криопэгов Северо-Западного Ямала (на примере Бованенковского ГКМ) // Автореф. канд. дисс. М., 1991, 21 с.

Трофимов В. Т., Баду Ю. Б., Кудряшов В. Г., Фирсов Н. Г. Криопэги полуострова Ямал // Инженерные изыскания в строительстве. Сер. 2. Реф. сб. № 3(2). М., Изд-во ПНИИИС, 1973, с. 26—30.

Фотиев С. М. Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. М., Наука, 1978, 236 с.

Фотиев С. М. Типизация таликов Ямала // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология, 1995, № 6, с. 65—73.

Фотиев С. М. Закономерности криогенной метаморфизации морской воды // Криолитозона и подземные воды Сибири. Ч. II. Якутск, ИМЗ СО РАН, 1996, с. 16—26.

Фотиев С. М. Гидрохимический метод оценки палеотемпературы пород на Арктическом побережье // Криосфера Земли, 1997, т. 1, № 2, с. 29—35.

Поступила в редакцию
15 октября 1998 г.

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 66—70

НАДЕЖНОСТЬ ОСНОВАНИЙ И СООРУЖЕНИЙ В КРИОЛИТОЗОНЕ

УДК 531.340:624.139

ПРОБЛЕМЫ УСТОЙЧИВОСТИ СООРУЖЕНИЙ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ

В. П. Власов, Г. З. Перльштейн, Ю. А. Попов*

Северо-Восточная научно-исследовательская мерзлотная станция института мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, 685024, Магадан, ул. Гагарина, 12, Россия

** Московский центральный трест инженерно-строительных изысканий Госстроя РФ, 121010, Москва, Спасский тупик, 6, Россия*

Главной причиной потери устойчивости сооружений на территории северо-востока России является оттаивание грунтов оснований. В аварийных ситуациях для восстановления расчетного температурного режима применяют специальные охлаждающие устройства. Практика показывает, что этих мер бывает недостаточно, так как в процессе замораживания оттаявших грунтов здание продолжает деформироваться.

Предлагается способ усиления свайных фундаментов, исключающий этот недостаток. Он состоит в том, что одновременно с замораживанием производится задавливание свай до плотного упора. Важность метода особенно очевидна в связи с глобальным потеплением климата.

В статье приводятся также положительные примеры свайного фундаментостроения на северо-востоке России.

Вечная мерзлота, несущая способность, неустойчивость сооружений, замораживание грунтов, задавливание свай

CONSTRUCTION STABILITY PROBLEMS IN THE RUSSIAN NORTH-EAST

V. P. Vlasov, G. Z. Perlshtein, G. A. Popov*

North-Eastern Research Station of Permafrost Institute SB of RAS, 685024, Magadan, Gagarin St. 12, Russia

** Moscow Central Trust of Engineering Construction, Spasskii tupik, 6, Moscow, 121010, Russia*

In the North-East of Russia ground thawing under foundations is the main cause of instabilities and deformations of constructions. In an emergency to provide the calculated thermal regime, a special cooling device is usually applied. However the practice shows that it is not enough because as long as thawed ground remains under refreezing the building keeps on deforming. To strengthen the pile foundation, the method is proposed that has no this drawback. It implies that simultaneously with the freezing of basement the piles are firmly pressed into the ground. The importance of the method is especially evident in the context of global warming.

The positive examples are also presented from the pilings in the North-East of Russia.

Permafrost, bearing capacity, construction instability, freezing of ground, pile pressing into the ground

СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

Важнейшая характеристика многолетнемерзлых пород (ММП) — их динамичность под влиянием природных и антропогенных воздействий. Во многих населенных пунктах Крайнего Северо-Востока, где велось интенсивное строительство, отмечается заметное изменение геокриологических условий. Оно приобретает все более опасный характер для устойчивости инженерных сооружений, абсолютное большинство которых возведено на свайных фундаментах и эксплуатируется по принципу I [*СНиП 2.02.04-88, 1990*]. Об этом свидетельствуют участившиеся случаи деформаций зданий, приносящие экономике региона ощутимый материальный ущерб. Причины такого положения можно условно разделить на три группы:

1) субъективные недостатки проектно-изыскательских и строительно-монтажных работ; сюда же относятся нарушения правил эксплуатации оснований сооружений;

2) объективные трудности выработки оптимальных технических решений при массовой за-

© В. П. Власов, Г. З. Перльштейн, Ю. А. Попов, 1999

стройке новых территорий со сложными мерзлотно-грунтовыми и гидрогеологическими условиями;

3) недостатки существующих методов прогноза мерзлотных условий, рекомендованных строительными нормами и приводящие к особенно большим ошибкам для крупнообломочных ММП, наиболее распространенных на строительных площадках региона.

Кроме изменения несущей способности грунтов под отдельными сооружениями, известны примеры, когда в течение последних 5—10 лет среднегодовые температуры ММП на застроенных территориях повысились на 0,5—2 °С, причем зачастую с формированием техногенных надмерзлотных таликов. Такие нарушения характерны для районов со сложным рельефом местности, где планировка осуществляется засыпкой понижений. Последняя в большинстве случаев не обеспечивает теплозащиту ММП, а наоборот, способствует возникновению таликов в результате фильтрации просочившихся поверхностных вод и утечек из всевозможных водоводов и теплотрасс. Фильтрационные потоки в таликовых зонах интенсифицируют термокарст и возможно ведут к развитию подземной термоэрозии. Особенности подобных криогенных процессов чрезвычайно слабо освещены в специальной литературе, плохо прогнозируются и практически не нашли отражения в теории градостроительства на Севере.

Есть все основания полагать, что проблемы надежности строительства обострятся из-за известного процесса глобального потепления климата [*Хрусталев, 1995*]. Нельзя не отметить, что изменения геокриологических условий приведут также к расширению границ сейсмически опасных районов строительства с увеличением их балльности (на 1—2 балла) при переходе ММП в талое состояние.

В результате повышения температуры ММП (и тем более их протаивания) несущая способность свайных фундаментов резко снижается, что приводит к авариям сооружений. Особенно неблагополучное положение складывается в районах с засоленными ММП, деформационные и прочностные свойства которых весьма чувствительны к температурным колебаниям [*Щегольков и др., 1991*]. Примером может служить строительно-хозяйственный комплекс г. Анадырь, где главной причиной деформаций сооружений является послепостроечное растепление грунтов оснований. Для борьбы с ним обычно применяют те или иные охлаждающие устройства, устанавливаемые в скважинах за контуром зданий. Практика показывает, что при распространении очага растепления ниже глубины заложения фундаментов, этих мер бывает недостаточно для быстрой ликвидации аварийных ситуаций. Дело в том, что процесс замораживания оттаявших грунтов обычно растянут во времени, в течение которого сооружения продолжают подвергаться опасным деформациям. В настоящее время в Анадыре в таком положении находятся здание окружной администрации и несколько жилых домов, один из которых пришлось вывести из эксплуатации из-за опасности обрушения.

Среди способов усиления деформирующихся сооружений, кроме промораживания образовавшихся таликов, в некоторых случаях используют цементацию оснований или установку дополнительных столбчатых фундаментов между сваями, а также взятие надземных частей зданий в металлические „корсеты“. Следует отметить, что эффективность этих усилений невелика. Почти все укрепленные таким образом сооружения продолжали деформироваться и часть из них приходилось демонтировать из соображений безопасности и экономичности [*Горский и др., 1989*].

При изучении условий работы буроопускных вмороженных свай в фундаментах деформирующихся зданий установлено, что с повышением температуры ММП происходит перераспределение основной доли сопротивления внешним нагрузкам с боковой поверхности на подошву свай. Поэтому они начинают неравномерно вдавливаться в грунтовый (шламовый) раствор, который при растеплении теряет свою прочность. Величина просадок свай зависит от толщины слоя шлама на забое скважин и деформационных свойств грунтов, залегающих в их основаниях.

При обследовании вскрытых свай настораживают факты преждевременного разрушения их материала. Они отмечаются на глубинах до 1,0 м от планировочных отметок и характерны, в основном, для фундаментов, находящихся в эксплуатации более 20 лет. Известно, что бетон свай подвергается разрушению из-за совместного воздействия знакопеременных температур, увлажнения и наличия растворимых солей в грунтах сезонноталого слоя под проветриваемыми подпольями [*Гончаров, 1988*]. Это со временем вызывает деформации материала фундаментов, что иногда становится усугубляющей причиной аварий сооружений с катастрофическими последствиями. Необходимо напомнить случаи внезапного обрушения здания Анадырской геолого-разведочной экспедиции в 1972 г., здания столовой-магазина в г. Кайеркан под Норильском (с человеческими жертвами) в 1976 г. и здания пункта перегрузки угля шахты „Кадык-

чанская" в 1980 г., а также жилого дома с котельной в Якутске. Эти аварии послужили причиной массового обследования состояния свайных фундаментов в Якутске и Норильске. В результате были разработаны рекомендации по ремонту свай путем взятия их верхних частей в обоймы из морозостойкого бетона с усиленным армированием [*Гончаров, 1988; Меженский, Магера, 1989*]. Однако такие укрепления не спасали фундаменты от снижения несущей способности при растеплении оснований [*Власов, 1997*].

СПОСОБ ВОССТАНОВЛЕНИЯ НЕСУЩЕЙ СПОСОБНОСТИ СВАЙНЫХ ФУНДАМЕНТОВ ДЕФОРМИРУЮЩИХСЯ ЗДАНИЙ

В связи с изложенным разработан новый способ усиления свайных фундаментов, попавших по какой-либо причине в зону растепления. Он заключается в том, что наряду с применением охлаждающих устройств, сваи в зоне растепления задавливаются гидравлическими домкратами до плотного упора в оттаявший грунт, подстилаемый мерзлым основанием. Этот способ позволяет не только повысить надежность усиления в целом, но и обеспечить устойчивость свайных фундаментов в критический период восстановления мерзлого состояния грунтов, причем во многих случаях без прекращения эксплуатации сооружения [*Власов, Гулый, 1996*]. К его важным достоинствам следует отнести возможность одновременного укрепления (ремонта) фундаментных конструкций, подверженных деформациям вследствие деструкции бетона.

Методика создания мерзлотных завес для локализации и промораживания таликов широко известна [*Гапеев, 1984*]. Ниже рассматриваются особенности задавливания свай, которое является составной частью предлагаемого способа.

Основой проекта усиления служат материалы инженерно-геологических изысканий и проектно-йсполнительная документация. В проекте должны быть указаны: фактические параметры погружения свай с привязкой к мерзлотно-геологическим разрезам на момент начала работ; расчет эксплуатационных нагрузок на сваи и очередность их задавливания; номера свай, у которых необходимо произвести дооттаивание вмещающих ММП; перечень загрузочного, страховочного и контрольно-измерительного оборудования, а также рекомендации по технике безопасности.

Задавливание свай в локализованной зоне растепления грунтов под сооружением с проветриваемым подпольем осуществляют в следующем порядке. Выбранные сваи вскрывают на глубину 1,2 м ниже планировочной отметки проветриваемого подполья с целью освидетельствования целостности бетона. В непосредственной близости от них устанавливают опорную клеть с подстраховочным гидродомкратом, на который подается давление, соответствующее эксплуатационной нагрузке. Верхнюю часть свай срубают и после соответствующей подготовки на них устанавливают рабочие домкраты, усилие от которых через коробчатые металлические прокладки или балки передается на низ ростверка. Давление на гидродомкраты подается с помощью входящих в комплект электрических насосных станций, оснащенных автоматическим пультом управления, который позволяет одновременно задавливать несколько свай в разных участках фундамента.

При необходимости дотаивания слоя шлама на забое скважин или грунта в их основаниях, в свайные пазухи, заполненные грунтовым раствором, погружают три глубинные электрода, постепенно наращивая их длину. Для этого используют куски стальной арматуры, забивку осуществляют перфоратором. Электрический ток на глубинные электроды подают в течение нескольких часов. Контролируют оттаивание щупами из арматурных стержней, фиксируя скорость их внедрения в оттаиваемую толщу. В случае опирания на мерзлый грунт погружение стержней резко замедляется, что служит сигналом к продолжению оттаивания. Не исключаются и способы геотермического контроля, например, с помощью температурных трубок.

Задавливание свай производится тремя-шестью циклами продолжительностью 8—12 ч. При этом нагрузка каждый раз должна быть одинаковой, обычно равной эксплуатационной. Между циклами делается перерыв, в среднем на 8 ч. Для ускорения работ вдавливающую нагрузку на сваю допускается повысить, но не более, чем в 1,5 раза. Глубина принудительного додавливания свай до плотного упора зависит от суммарной величины осадки уплотнения шлама (на забое скважин) и нижележащих грунтов. Часто шламовый раствор просто вытесняется в свайные пазухи вдавливаемыми сваями. После окончания осадок уплотнения оттаявший грунт в результате многократного циклического загружения приобретает упругие свойства и при совместной работе с подстилающим стабилизированным мерзлым основанием становится способным воспринимать на себя эксплуатационные нагрузки. Несущая способность сваи считается восстановленной, если в последнем цикле загружения ее осадка не превышает 15 мм, причем за последний час наблюдений не более 0,1 мм.

Следует учитывать, что глубина принудительного погружения сваи до прочного основания

может превысить длину рабочего хода вдавливающего цилиндра гидродомкрата. В этом случае его приходится устанавливать в новое положение и использовать дополнительные прокладки. С целью исключения неравномерных осадок свай и местных разрушений ростверка очередность задавливания определяется с таким расчетом, чтобы ростверк здания не испытывал недопустимых прогибов, а подлежащая усилению свая располагалась между двумя уже задавленными и введенными в состав фундамента. Если рядом находятся еще неусиленные сваи, то обязательно применение страховочных опор.

После окончания задавливания сваи жестко сопрягают с ростверком. Для этого оголенную арматуру обрубленной сваи соединяют приваренными арматурными коротышами и в инвентарной металлической опалубке замоноличивают высокомарочным морозостойким раствором бетона с тщательным виброуплотнением. По достижении необходимой прочности бетона (для ускорения применяют электропрогрев) производят распалубку и демонтаж страховочных опор.

Важным практическим достоинством изложенного метода является быстрота выполнения работ. Так, в 1972 г. усиление фундаментов двух жилых домов в Магадане осуществлено за три месяца [*Конаш и др.,1973*]. В дальнейшем сроки работ были сокращены. При этом усилено более 200 свай. Все здания, укрепленные более 20 лет назад, до сих пор не испытывают никаких признаков деформаций. Полный контроль за ходом усиления и возможность управления осадками фундамента гарантируют качество и устойчивость сооружения в критический период промораживания основания, сроки которого могут составлять от одного года до несколько лет [*Ганеев, 1984*]. В дальнейшем промороженные грунты оснований усиленных зданий будут эксплуатироваться по принципу I в полном объеме. Наличие же охлаждающих установок по контуру зданий обеспечит надежность оснований на весь срок их эксплуатации.

В условиях глобального потепления климата, описанный способ может быть использован для перевода висячих буроопускных вмороженных свай в сваи-стойки. Такой профилактический прием весьма эффективен, например, в случаях неоправданного использования висячих свай на участках с неглубоким залеганием кровли скальных или других малосжимаемых при оттаивании пород. Как показывает опыт, такие примеры в практике устройства фундаментов в криолитозоне встречаются довольно часто.

ДРУГИЕ ИНЖЕНЕРНЫЕ РЕШЕНИЯ, СПОСОБСТВУЮЩИЕ ПОВЫШЕНИЮ УСТОЙЧИВОСТИ СООРУЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ КРАЙНЕГО СЕВЕРО-ВОСТОКА

Более чем полувековая история строительства на Крайнем Северо-Востоке изобилует как отрицательным опытом, так и удачными инженерными решениями. К ним, например, можно отнести эффективные способы устройства и методы расчета свайных фундаментов в талых и оттаивающих грунтах, обеспеченные региональными строительными нормами [*Власов, 1992*]. С их помощью удалось достичь надежности и экономичности строительства ряда инженерных сооружений в Магадане. Этот опыт может оказаться полезным для районов, где из-за глобального потепления климата ожидаются существенные изменения геокриологических условий. В пос. Мыс Шмидта, на территории которого широко распространены засоленные ММП, успешно применена технология погружения вмороженных свай, позволяющая воспринимать большую часть эксплуатационных нагрузок не боковой поверхностью, а их подошвой [*Щегольков и др., 1991*]. С использованием таких свай здесь построено и надежно эксплуатируется 10 пятиэтажных жилых домов и средняя школа. Нельзя сбрасывать со счетов имеющийся опыт по промораживанию и предпостроечному оттаиванию грунтов оснований [*Ганеев, 1984; Айдла, 1963*]. Последний, к сожалению, незаслуженно забыт на Крайнем Северо-Востоке. В то же время он имеет широкое распространение в строительной практике Аляски (США) и на севере Канады.

В настоящее время для обеспечения устойчивости сооружений на мерзлом основании, помимо традиционных замораживающих установок, изучается возможность управления геотехническими свойствами ММП с помощью тепловых насосов (ТН). Применение ТН позволяет утилизовать отводимое из грунта тепло, например, для обогрева зданий и тем самым компенсировать затраты на оборудование систем охлаждения [*Goodrich, Plunkett, 1990; Perlshtein et al., 1994*].

Использование многолетнего положительного опыта и новейших результатов исследований несомненно поможет успешнее решать многие проблемы строительного комплекса в криолитозоне, в том числе связанные с глобальным потеплением климата. Можно утверждать, что их рациональное применение будет заметно влиять на социально-экономические показатели северных регионов страны, переходящих на современные условия хозяйствования.

Литература

Айдла Т. А. К освоению метода предпостроечного оттаивания грунтов оснований // Тр. ВНИИ-1, т. XXII. Магадан, 1963, с. 63—104.

Власов В. П. Особенности свайного фундаментостроения в талых и оттаивающих грунтах Магаданской области. Якутск, ИМЗ СО РАН, 1992, 176 с.

Власов В. П., Гулый С. А. Способ усиления свайных фундаментов в зоне вечной мерзлоты // Знание — на службу нуждам Севера // Мат-лы 1-ой междунар. конф. Академии Северного Форума республики Саха (РФ). Якутск, ИМЗ СО РАН, 1996, с. 184.

Власов В. П. О некоторых проблемах строительства в криолитозоне // Проблемы технологии производственного процесса, методологии учебного процесса, геологии, экологии и горного дела // Мат-лы науч.-практ. конф. Хаб. гос. техн. ун-т. Магадан. фил., Магадан, Мф ХГТУ, 1997, с. 100—102.

Гапеев С. И. Укрепление мерзлых оснований охлаждением. 2-ое изд., перераб. и дополн. Л., Стройиздат, 1984, 156 с.

Гончаров Ю. М. Эффективные конструкции фундаментов на вечномерзлых грунтах. Новосибирск, Наука, 1988, 193 с.

Горский В. Ф., Клишевич А. А., Попов Ю. А. и др. Гражданское и промышленное строительство // Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток. М., Недра, 1989, с. 457—467.

Конаш В. Е., Горский В. Ф., Власов В. П., Попов Ю. А. Новый способ усиления свайных фундаментов // Мат-лы 2-ой обл. науч.-техн. конф. по делам строительства и архитектуры. Магадан, 1973, с. 173—178.

Меженский В. И., Магера В. П. К возможности применения методов неразрушающей диагностики для оценки состояния материала фундаментов зданий и сооружений, возведенных на вечномерзлых грунтах. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1989, 46 с.

СНиП 2.02.04-88. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах // Госстрой СССР. М., ЦИТП Госстроя СССР, 1990, 56 с.

Хрусталев Л. Н. О необходимости учета глобального потепления климата в проектировании сооружений на вечномерзлых грунтах // Эволюционные геологические процессы в Арктических регионах и проблемы глобальных изменений природной среды и климата на территории криолитозоны. Тез. докл. юбил. годичн. собр. Совета по Криологии Земли РАН. Пущино, 1995, с. 122—124.

Щегольков Ю. Г., Горский В. Ф., Власов В. П., Муравьев С. В. Особенности применения свайных фундаментов на прибрежной территории северных морей Магаданской области // Тр. Магаданпромстройниипроекта. Магадан, 1991, с. 22—28.

Goodrich L. E., Plunkett J. C. Performance of heat pump chilled foundations // Proceedings, V-th Canadian Permafrost Conference, 1990, p. 409—418.

Perlstein G. Z., Vlasov V. P., Khrustalev L. N. The use of heat pumps for building in permafrost areas // 2-d Int. Conf. On Arctic Margins. Magadan, 1994, p. 139—140.

Поступила в редакцию
15 декабря 1998 г.

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 71—81

СВОЙСТВА ЛЬДА И МЕРЗЛЫХ ПОРОД

УДК 551.328/345

ОБ УСЛОВИЯХ СУЩЕСТВОВАНИЯ ЖИДКОЙ ФАЗЫ ВО ЛЬДУ

Я. Б. Горелик, В. С. Колунин

Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия

Рассмотрены процессы изменения размеров и перемещения жидкого включения во льду под действием отрицательной температуры и ее градиента. Дано аналитическое решение сопряженных задач теплообмена сферического включения с окружающим массивом, диффузии примеси во включении и деформации окружающего льда в предположении квазистационарности процессов. Учет вязкого течения льда расширяет диапазон температур (вплоть до температуры плавления), в котором вычисленные скорости перемещения включения близки экспериментальным данным. Дано объяснение фактам отсутствия газовыделения внутри включения, изменения его размеров и отклонения распределения температуры в образце от линейного. Показано, что скорость движения включения в мерзлом грунте в несколько раз выше, чем во льду.

Лед, включение, перемещение, диффузия, вязкость

ABOUT CONDITIONS OF LIQUID PHASE EXISTENCE IN ICE

Ya. B. Gorelik, V. S. Kolunin

Earth Cryosphere Institute SB RAS, 625000, Tyumen, 1230, Russia

Processes of size change and movement of the liquid inclusion in solid phase under the action of negative temperature and its gradient are studied. The joint tasks of heat transfer, admixture diffusion into inclusion and deformation of ice are solved analytically on assumption of their quasi-steady state. Taking into consideration the viscosity creep of ice widens the temperature range (right to melting point) in which the calculated rates of movement close to experimental data. The explanation is suggested to facts of vapor absence into the inclusion, its size change and deviation of temperature profile in sample from linear. The calculation gives speed of inclusion in frozen soil in several times more then in ice.

Ice, inclusion, movement, diffusion, viscosity

ВВЕДЕНИЕ

В ряде работ отмечено присутствие включений жидкой фазы в массивах льда как природного, так и техногенного происхождения [*Вейнберг, 1940*]. Г. Н. Голубев [*Голубев, 1976*] приводит многочисленные факты наличия включений воды различного размера и геометрии внутри ледниковых массивов. Аналогичные данные содержатся в [*Патерсон, 1972*]. Жидкие образования оказывают влияние на гидрологический режим ледников.

Дж. Г. Парен и др. [*Paren, Walker, 1971*], отмечая наличие микроскопических жидких включений во льду, констатируют, что они заметно изменяют его электрофизические свойства.

Р. И. Медведский [*Медведский, 1987*], М. М. Дубина и др. [*Дубина, Черняков, 1991*] рассматривают замерзание талых водосодержащих масс в мерзлом грунте вблизи инженерных сооружений. Повышение давления жидкости внутри таких полостей может нарушить устойчивость элементов конструкций.

Строительные качества морского льда зависят от количества и размера включений рассола морской воды [*Кингери, Гуднау, 1966*]. Важным является скорость миграции этих включений под действием внешнего градиента температуры и связанная с этим скорость очистки (опреснения) морского льда.

Перечисленное выше показывает необходимость определения условий существования жидких образований во льду. Два процесса сопутствуют этому: перемещение включения внутри твердой фазы под действием внешнего градиента температуры в сторону ее более высоких зна-

© Я. Б. Горелик, В. С. Колунин, 1999

чений и одновременно протекающее изменение его размеров (вследствие замерзания или оттаивания). В свою очередь скорость каждого из них зависит от термодинамического состояния системы лед—вода (концентрации солей во включении, внутреннего давления, температуры и ее градиента), а также деформационных свойств льда.

Совместное рассмотрение этих факторов до настоящего времени не проводилось. Вместе с тем остаются неясными такие явления, как изменение радиуса и формы включения при его движении, отсутствие газовыделения в нем, несмотря на высокие растягивающие напряжения в жидкости, которые предсказываются современными теориями. Необъясненным остается факт изменения температурного поля внутри исследуемых образцов льда, содержащего включения. Нуждается в корректировке и количественное описание процесса миграции капель жидкости под действием внешнего градиента температуры.

В настоящей работе не затрагивается проблема пленок незамерзшей воды на поверхности граней кристаллов льда, из которых построен данный массив. Такая возможность не исключена, если контактирующие кристаллы имеют разную ориентацию базисных плоскостей.

ОБЩИЕ СООТНОШЕНИЯ

Рассмотрим жидкое сферическое включение радиусом R в массиве льда, в котором наложено однородное температурное поле с градиентом G. Пусть лед имеет форму пластины толщиной L, торцы которой поддерживаются при отрицательных температурах $t_t < t_b$. Расстояние от центра включения до холодного края пластины — l (рис. 1). Будем полагать, что размер включения много меньше толщины пластины. Введем сферическую систему координат, начало которой совпадает с центром сферы, а ось Z совпадает по направлению с G. Внешнее температурное поле t_i в отсутствии включения можно представить следующим образом:

$$t_i = t_t + (t_b - t_t)\frac{l}{L}\left(1 + \frac{z}{l}\right). \qquad (1)$$

Легко проверить, что при $z = -l$: $t_i = t_t$, а при $z = L - l$: $t_i = t_b$. Удобнее, однако, последнее соотношение записать в эквивалентной форме

$$t_i = t_l + Gz, \qquad (2)$$

где t_l — температура невозмущенного поля в центре сферы; $G = \frac{t_b - t_t}{L}$ — градиент температуры внешнего поля. В принятой системе координат $z = r\cos\theta$, где r — радиальная координата.

Для корректности последующего изложения следует иметь в виду, что отдельные элементы включения и вмещающего его льда находятся в относительном движении. Скорости различных частей льда также отличны друг от друга в силу движения его от центра при замерзании включения и, наоборот, к центру при плавлении. Обозначим через $\mathbf{V}_\xi$ вектор скорости движения фазовой границы относительно частичек льда, ближайших к этой границе.

Поскольку плотности воды и льда различны, внутри сферы будет наблюдаться поток жидкости, направленный в сторону движения включения. Обозначим вектор плотности этого потока через $\mathbf{j}_w$, а скорость частичек льда на границе — v_i. Следствием закона сохранения массы является соотношение

$$\frac{\Delta\rho_{wi}}{\rho_w}\mathbf{V}_\xi = \mathbf{j}_w - v_i, \qquad (3)$$

где ρ_w, ρ_i — плотности воды и льда, $\Delta\rho_{wi} = \rho_w - \rho_i$; $\mathbf{j}_w$ и v_i — скорости относительно произвольной системы координат, которую, однако, обычно привязывают к деталям лабораторных приборов, где лед как целое покоится (лабораторная система).

Последнее равенство проще всего проиллюстрировать для плоского фронта фазового перехода. Так, если $\mathbf{V}_\xi = 0$ (фазового перехода нет), то $\mathbf{j}_w = v_i$ — жидкость и лед движутся как единое тело. Если жидкость покоится ($\mathbf{j}_w = 0$), то очевидно соотношение $v_i = -\frac{\Delta\rho_{wi}}{\rho_w}\mathbf{V}_\xi$, и, напротив, если покоится лед ($v_i = 0$), то $\mathbf{j}_w = \frac{\Delta\rho_{wi}}{\rho_w}\mathbf{V}_\xi$. Заметим, что если лед является жестким (недеформируемым) телом, то в лабораторной системе $v_i = 0$.

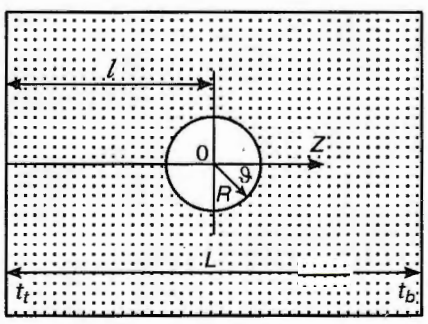


Рис. 1. Положение включения во льду.

Выразим скорости фаз воды через наблюдаемые параметры движения включения: скорость его перемещения w и скорость изменения радиуса R. В дальнейшем величины w, v и j_w будут относиться к лабораторной системе отсчета, в которой также запишем скорость движения фронта фазового перехода $V_{\xi c}$. По определению V_ξ и v_i имеем:

$$V_{\xi c} = V_\xi + v_i. \tag{4}$$

В общем случае под w следует понимать некоторую среднюю скорость перемещения точек поверхности включения. Однако если в процессе движения сфера сохраняет форму, даже изменяя размеры, то w можно определить как полусумму скоростей любых противоположно расположенных точек ее границы. Эта величина будет совпадать со скоростью центра сферы. Обозначим $V^+_{\xi c}$ и $V^-_{\xi c}$ скорости точек, соответствующих значениям угла $\theta = 0$ и $\theta = \pi$. Тогда можем записать

$$w = (V^+_{\xi c} + V^-_{\xi c})/2. \tag{5}$$

Скорость изменения радиуса $\dot{R}$ выражается следующим образом:

$$\dot{R}r/r = (V^+_{\xi c} - V^-_{\xi c})/2. \tag{6}$$

С другой стороны, из (3) и (4) следуют равенства, выраженные через компоненты векторов:

$$V^+_{\xi c} = \frac{\rho_w}{\Delta\rho_{wi}} j_w - \frac{\rho_i}{\Delta\rho_{wi}} v_i, \tag{7}$$

$$V^-_{\xi c} = \frac{\rho_w}{\Delta\rho_{wi}} j_w + \frac{\rho_i}{\Delta\rho_{wi}} v_i, \tag{8}$$

откуда имеем:

$$j_w = \frac{\Delta\rho_{wi}}{\rho_w} \frac{1}{2} (V^+_{\xi c} + V^-_{\xi c}), \tag{9}$$

$$v_i = -\frac{\Delta\rho_{wi}}{\rho_i} \frac{1}{2} (V^+_{\xi c} - V^-_{\xi c}), \tag{10}$$

где через j_w, v_i обозначены проекции соответствующих векторов на ось Z в точке $\theta = 0$.

Сравнивая последние соотношения с (5) и (6), получим

$$j_w = \frac{\Delta\rho_{wi}}{\rho_w} w, \quad v_i = -\frac{\Delta\rho_{wi}}{\rho_i} \dot{R}. \tag{11}$$

Равенства (11) дают требуемую связь и будут использоваться в дальнейшем. Первое из них показывает, что поток жидкости совпадает с направлением перемещения сферы, второе — что увеличение ее размера ($\dot{R} > 0$) вызывает перемещение льда к центру, и наоборот.

Чтобы выделить существенные черты каждого из процессов, вначале рассмотрим задачи перемещения включения и изменения его размеров раздельно.

ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ЖЕСТКОМ ЛЬДУ

Причиной движения капли является режеляция, т. е. плавление льда на ее границе, обращенной в сторону повышенных температур, и замерзание жидкости с противоположной стороны [*Вейнберг, 1940*]. В жестком льду $v_i = 0$ и, как следует из (11), изменение диаметра включения не происходит: $\dot{R} = 0$. Движение включения считаем стационарным со скоростью w, которая подлежит определению. Сразу могут быть записаны следующие соотношения:

— уравнение термодинамического равновесия фаз на границе сферы [*Ландау, Лифшиц, 1964*]:

$$\frac{\Delta\rho_{wi}}{\rho_w \rho_i} p_w = \left[-\frac{\varkappa t_w}{T_0} - \frac{C}{\mu\rho_w} R_\mu T_0 \right]_{r=R}, \tag{12}$$

здесь t_w — температура внутри включения в °C, p_w — избыточное над атмосферным давление в жидкости, C — массовая концентрация растворенного вещества, μ — его молекулярный вес, R_μ — газовая постоянная, $\varkappa$ — теплота фазового перехода воды в лед, $T_0 = 273$ K;

— уравнения Лапласа для определения температурных полей t_w и t_i внутри и вне включения:

$$\Delta t_w = 0, \quad r \le R; \quad \Delta t_i = 0, \quad r > R, \tag{13}$$

на границе которого требуется непрерывность решения

$$t_w \mid_{r=R} = t_i \mid_{r=R}. \tag{14}$$

Кроме того, функция t_i должна удовлетворять условиям (см. рис. 1): при $z = -l$: $t_i = t_t$, а при $z = L - l$: $t_i = t_b$.

Внутри сферы и на ее границе давление жидкости p_w в силу ее механических свойств является константой, в то время как t_w и C не являются таковыми.

В состав системы входит уравнение диффузии для распределения концентрации растворенного вещества в жидкости. Прежде чем записать его, необходимо сделать некоторые замечания. Во-первых, мы полагаем, что растворенное вещество полностью отторгается льдом при фазовом переходе на границе. Это предположение достаточно хорошо выполняется для медленных процессов. Таким образом, полное количество соли внутри включения остается постоянным. Во-вторых, основываясь на соотношении (11), плотность потока жидкости в системе координат, связанной с центром сферы j_{w0}, может быть записана в виде

$$\mathbf{j}_{w0} = \frac{\Delta\rho_{wi}}{\rho_w}\mathbf{w} - \mathbf{w} = -\frac{\rho_i}{\rho_w}\mathbf{w}. \qquad (15)$$

В этой системе координат границы являются неподвижными.

При наличии растворенного вещества скорость потока жидкости, вообще говоря, должна быть определена как средневзвешенная из скоростей компонент с учетом их концентраций [*Хаазе, 1967*]. Однако, полагая концентрацию растворенного вещества малой, можно считать, что поток жидкости $\mathbf{j}_{w0}$ определяется соотношением (15). Таким образом, относительно границ включения происходит движение льда как целого со скоростью w и воды со скоростью $-\rho_i \mathbf{w}/\rho_w$, а частицы растворенного вещества покоятся. Их распределение внутри сферы является стационарным. Границы включения при этом можно мыслить как сферическую полупроницаемую мембрану, сквозь которую свободно проникают молекулы воды и не проникают молекулы растворенного вещества.

Уравнение диффузии с учетом движения растворителя имеет следующий вид [*Тихонов, Самарский, 1972*]:

$$\Delta C - \frac{1}{D}\operatorname{div}(\mathbf{j}_{w0} C) = 0, \qquad (16)$$

где D — коэффициент диффузии растворенного вещества в воде. Вектор $\mathbf{j}_{w0}$ имеет координаты:

$$(\mathbf{j}_{w0})_r = j_{w0}\cdot\cos\theta,$$
$$(\mathbf{j}_{w0})_\theta = -j_{w0}\cdot\sin\theta,\ (\mathbf{j}_{w0})_\varphi = 0. \qquad (17)$$

Скорость частиц растворенного вещества $\mathbf{w}_s$ относительно границ сферы с учетом движения растворителя имеет следующий вид [*Хаазе, 1967*]:

$$\mathbf{w}_s = -\frac{D}{C}\nabla C - \frac{\rho_i}{\rho_w}\mathbf{w}, \qquad (18)$$

а граничным условием для уравнения (16) будет $\mathbf{w}_s|_{r=R} = 0$.

Нетрудно проверить, что функция

$$C = A_1 \exp\left(-\frac{\rho_i}{\rho_w}\frac{w}{D} r\cos\theta\right), \qquad (19)$$

где A_1 — произвольная константа, удовлетворяет уравнению (16) и граничному условию, а, следовательно, является точным решением задачи.

Неизвестная константа A_1 определяется из условия сохранения растворенного вещества внутри включения:

$$\int_0^R Cr^2 \sin\theta\, dr \int_0^\pi d\theta \int_0^{2\pi} d\varphi = \frac{4}{3}\pi R^3 C_0. \qquad (20)$$

Ориентируясь на эксперименты [*Кингери, Гуднау, 1966*], в которых капли имели размер порядка 10^{-4} м и $D \sim 10^{-9}$ м2/с, для показателя экспоненты в (19) имеет место оценка $\left|\frac{\rho_i}{\rho_w}\frac{wr}{D}\cos\theta\right| \le \left|\frac{wR}{D}\right| \ll 1$, справедливая для скоростей w, меньших 10^{-6} м/с (наблюдаемые скорости имели значение порядка 10^{-9} м/с). Тогда с учетом (20) вместо (19) можем приближенно записать на границе

$$C(R) = C_0\left(1 - \frac{\rho_i}{\rho_w}\frac{wR}{D}\cos\theta\right). \qquad (21)$$

Переходя теперь к определению температурного поля внутри и вне включения, отметим, что значение температуры на границе определяется подстановкой (21) в (12). Решение уравнений (13) можно представить так:

$$t = \begin{cases} t_{w0} + \delta_w \frac{r}{R}\cos\theta, & r \le R, \\ t_l + Gr\cos\theta + \delta_i \frac{R^2}{r^2}\cos\theta, & r > R, \end{cases} \qquad (22)$$

где t_{w0}, δ_w, δ_i — некоторые константы, которые подлежат определению.

Выражение (22) получено Дж. Наем [*Nye, 1967*] для режеляционного движения твердой сферы сквозь ледяное тело под действием вынуждающей силы и в отсутствие внешнего градиента температуры. Р. Джилпин [*Gilpin, 1980*] использовал это соотношение для описания движения твердых включений во льду под действием обоих упомянутых выше факторов.

Из условия непрерывности температуры (14) получим

$$t_{w0} = t_L;\ \delta_w = G\cdot R + \delta_i. \qquad (23)$$

Величины t_L и δ_w находятся из выражения (12):

$$t_L = -\frac{\Delta\rho_{wi}}{\rho_w\rho_i}\frac{T_0\rho_w}{\times} - C_0\frac{R_\mu T_0^2}{\mu\times\rho_w}, \qquad (24)$$

$$\delta_w = C_0\frac{R_\mu T_0^2}{\mu\times\rho_w}\frac{\rho_i}{\rho_w}\frac{wR}{D}, \qquad (25)$$

а подстановка (25) во второе соотношение (23) дает:

$$\delta_i = C_0\frac{R_\mu T_0^2}{\mu\times\rho_w}\frac{\rho_i}{\rho_w}\frac{wR}{D} - G\cdot R. \qquad (26)$$

Последние три равенства определяют неизвестные постоянные в распределении (22) через искомую скорость w. Отметим, что данное распределение удовлетворяет граничным условиям при $z = -l$ и $z = L - l$ с точностью до величин порядка $\frac{R}{l}(t_b - t_t)$ либо $\frac{R}{L-l}(t_b - t_t)$. Считая, что сфера находится достаточно далеко от обеих границ пластины, эти невязки будут пренебрежимо малы. Их можно уменьшить до произвольно малой величины, отодвигая от вклю-

чения любую из границ при условии постоянства G. Таким образом, (22) совместно с (23)—(26) является решением температурной задачи. Давление внутри включения p_w, согласно (24), определяется начальной концентрацией C_0 и локальным значением внешнего невозмущенного температурного поля t_l в точке расположения центра.

Замыкает систему уравнений баланс тепла на границе:

$$\lambda_w \nabla t_w \mid_{r=R-0} - \lambda_i \nabla t_i \mid_{r=R+0} = - \varkappa \rho_i \mathrm{V}_\xi, \quad (27)$$

где λ_w, λ_i — коэффициенты теплопроводности воды и льда.

Вспоминая, что значение V_ξ выражается через j_w и v_i, с помощью (3), (11) и при условии $v_i = 0$ получим $\mathrm{V}_\xi = \mathrm{w}$. Подставляя (22) в (27), имеем уравнение для определения неизвестной скорости w:

$$\lambda_w \frac{\delta_w}{R} - \lambda_i \left(G - \frac{2\delta_i}{R} \right) = - \varkappa \rho_i w,$$

которое с учетом (25), (26) имеет решение:

$$w = \frac{3 \dfrac{\lambda_i}{\varkappa \rho_i} G}{1 + (2\lambda_i + \lambda_w) \dfrac{R_\mu T_0^2 C_0}{\mu (\varkappa \rho_w)^2 D}}. \quad (28)$$

Скорость включения оказывается не зависящей от радиуса, что соответствует экспериментальным данным. Максимальная скорость достигается пресным включением ($C_0 = 0$) и примерно на три порядка превосходит наблюдаемые в эксперименте значения.

Из условий эксперимента [*Кингери, Гуднау, 1966*] предположим $C_0 = 35$ кг/м^3 (концентрация соли в морской воде); $\lambda_i = 2$ Вт/м·град, $\lambda_w = 0{,}5$ Вт/м·град, $\mu = 58{,}5$ (NaCl), $D = 0{,}5 \cdot 10^{-9}$ м^2/с, $G = 100$ град/м. Тогда из равенства (28) получим скорость перемещения $w \approx 0{,}6 \cdot 10^{-7}$ м/с ≈ 212 мкм/ч. Это значение может быть уточнено введением в условие термодинамического равновесия (12) эмпирического коэффициента в слагаемом, содержащем концентрацию и учитывающем фактические данные по понижению точки замерзания раствора NaCl. По данным [*Паундер, 1967*], этот коэффициент примерно равен двум. В этом случае вычисления по формуле (28) дают $w \approx 100$ мкм/ч и что на порядок превосходит экспериментальные значения [*Кингери, Гуднау, 1966*]. Мы вернемся к этому обстоятельству ниже. Здесь отметим еще, что согласно (28) скорость движения включения в жестком льду не зависит также и от его положения относительно границ ледяной пластины (т. е. от значения локальной температуры). Однако в экспериментах Дж. Д. Харрисона [*Harrison, 1965*] зафиксировано увеличение этой скорости при передвижении капель к теплому краю. Там же отмечено увеличение размеров включения по мере повышения температуры.

Согласно равенству (24), давление внутри включения p_w зависит от значения температуры t_l. Точка положения включения, где давление в нем равно атмосферному, определяется из условия (24) при $p_w = 0$. Левее этой точки (см. рис. 1) давление в жидкости выше атмосферного, правее — ниже.

Отметим, что развитая в работе Я. Е. Гегузина и др. [*Гегузин, Кривоглаз, 1971*] теория движения включений в твердых телах описывает поведение капель раствора, где в качестве растворенного вещества выступают частицы твердой матрицы или их соединения, а растворителем является инородная по отношению к матрице жидкость. Это приводит к существенным особенностям при записи определяющих уравнений по сравнению с рассматриваемой нами системой, в которой растворитель (вода) является расплавом матрицы (льда). Как следствие, оказывается несущественной теплота фазового перехода (растворения) на границе включения. В расчетных формулах скорости капель, в отличие от уравнения линии ликвидуса (12), фигурирует кривая растворения примеси. Эти две прямые имеют противоположный наклон в координатах $C - t$. По этим причинам указанная теория не может быть использована в наших целях.

Отметим также, что вопрос о перемещении пресного включения с плоскими границами в недеформируемом льду рассмотрен в [*Медведский, 1987*].

ИЗМЕНЕНИЕ РАЗМЕРОВ ВКЛЮЧЕНИЯ

Жидкое сферическое включение находится в безграничном массиве льда, температура которого на бесконечности постоянна и равна t_0. В начальный момент времени радиус сферы R_0, а концентрация солей в ней C_0. При нулевом внешнем градиенте температуры скорость включения $w = 0$. В податливом льду происходит изменение его размера, которое подчиняется уравнениям: термодинамического равновесия (12), температурного поля (13), (14) и баланса тепла (27), в котором на основании (3) и (11) следует положить $V_\xi = R$. В предположении квазистационарности процессов теплообмена и диффузии поля температуры и концентрации представляются выражениями, не зависящими явно от времени, а нестационарность обусловлена движением фазовой границы.

Распределение температуры, удовлетворяющее уравнениям (13), (14), имеет следующий вид:

$$t = \begin{cases} t_{w0}, & r \le R \\ \frac{r}{R}(t_{w0} - t_0) + t_0, & r > R \end{cases}. \qquad (29)$$

Помимо этого, необходимо записать уравнение диффузии. Поскольку общее содержание примеси во включении остается постоянным, то концентрация раствора меняется во времени. По этой причине уравнение должно быть нестационарным и в сферической системе координат имеет следующий вид:

$$\frac{\partial C}{\partial \tau} = D \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial C}{\partial r} \right). \qquad (30)$$

При полном отторжении примеси нарастающим льдом скорость ее частиц на границе должна совпадать со скоростью движения самой границы:

$$-\frac{D}{C} \frac{\partial C}{\partial r} \Big|_{r=R} = \dot{R}. \qquad (31)$$

В силу симметрии в центре включения выполняется соотношение

$$\frac{\partial C}{\partial r} \Big|_{r=0} = 0. \qquad (32)$$

Начальное условие для концентрации: $C(0, r) = C_0$.

Решение задачи будем искать приближенным методом, основанным на балансовых соотношениях [*Баренблатт, 1954*]. Суть его состоит в задании искомого распределения в виде некоторой функции с неизвестными параметрами. Их значения определяются из граничных условий задачи и из дополнительного уравнения интегрального баланса, устанавливающего связь между поступлением вещества через границы системы и содержанием его в объеме. Это интегральное соотношение, заменяющее исходное уравнение диффузии (30), является условием сохранения полного количества примеси внутри включения (20).

Нетрудно проверить, что функция

$$C = A_2 \exp\left(-\frac{\dot{R} r^2}{2DR}\right), \quad r \le R, \qquad (33)$$

где A_2 — некоторая константа, удовлетворяет условиям (31) и (32). Зависимость $C(\tau)$ входит в (33) неявным образом через связь $R = R(\tau)$. Отметим, что при $\dot{R} < 0$ (замерзание) максимум концентрации достигается на границе включения, а при плавлении этот максимум находится в его центре.

Максимальные значения модуля показателя в соотношении (33) всегда достигаются на границе и при выполнении условия $|R\dot{R}/D| \ll 1$ экспоненту можно разложить в ряд с точностью до членов первого порядка. Например, для частиц радиусом ~10 мкм это справедливо при скоростях изменения размера включения $\dot{R} < 10$ мкм/с. Полагая последнее условие выполненным, с учетом (20) приближенно запишем на границе:

$$C(R) = C_0 \frac{R_0^3}{R^3} \left(1 - \frac{1}{5} \frac{\dot{R} R}{D}\right). \qquad (34)$$

Для замыкания системы уравнений необходимо записать связь между деформацией льда и давлением внутри включения. Эта связь существенным образом зависит от принимаемой механической модели льда и может принципиально изменить поведение включений. Ранее уже отмечалось, что в жестком льду сферическое включение не может изменить своих размеров. Можно показать, что в упругой модели при заданной температуре $t_0 < 0$ сфера может испытать лишь конечные деформации от начального радиуса R_0 до некоторого $R \neq 0$, который определяется условием термодинамического равновесия (12) и упругими постоянными льда. Последнее утверждение справедливо даже для пресного включения. Между тем, пресные капли должны замерзать полностью. Этому обстоятельству наиболее полно соответствует механическая модель льда, определяемая уравнениями теории установившейся ползучести, когда предел упругости среды равен нулю. Она базируется на законе деформации Глена

$$\dot{\varepsilon} = A\sigma^n \qquad (35)$$

и нашла широкое применение в гляциологии и решении ряда технических проблем [*Бадд, 1975; Вялов и др., 1976*]. В соотношении (35) A и n — некоторые заданные константы, вообще говоря, зависящие от температуры. Этой зависимостью, однако, мы будем пренебрегать далее, принимая эти величины как некоторые усредненные показатели. В условиях сложнонапряженного состояния под $\dot{\varepsilon}$ и σ понимается интенсивность скоростей деформации сдвига и касательных напряжений во льду.

Недостающую связь между скоростью растекания льда v_i на границе сферического включения и давлением в нем p_w получим из решения задачи о нахождении распределения скоростей в безграничном массиве льда при наличии в нем сферической полости, в которой поддерживается постоянное давление, а напряжение на бесконечности равно нулю. В рамках теории установившейся ползучести решение аналогичной центрально-симметричной задачи приведено Л. М. Качановым [*Качанов, 1960*] для шарового слоя

наружным радиусом R_i и внутренним R. С помощью предельного перехода $R_i \to \infty$ из этого решения получается необходимая связь:

$$v_i = \frac{A}{2\sqrt{3}} \left(\frac{\sqrt{3}}{2n} p_w\right)^n R. \qquad (36)$$

Надо отметить, что в процессе изменения размера включения давление в нем не остается постоянным, однако мы полагаем, что замерзание происходит так медленно, что напряженно-деформированное состояние устанавливается в соответствии с выражением (36), которое соответствует режиму установившейся ползучести льда. Наиболее простая связь между v_i и p_w получается при линейном законе (35) ($n = 1$), которая будет использоваться в дальнейшем. В этом случае коэффициент A можно отождествить с величиной, обратной коэффициенту вязкости льда η:

$$v_i = \frac{p_w R}{4\eta}. \qquad (37)$$

Интересно отметить, что задача о медленном растекании несжимаемой вязкой жидкости из сферической полости, в которой поддерживается постоянное давление, не имеет решения в рамках уравнений гидромеханики. Это означает, что постановка и решение задачи в линейном приближении теории ползучести не является эквивалентной схеме течения несжимаемой вязкой жидкости в обычной постановке. В этой связи может встать вопрос о правомочности равенства $A = \eta^{-1}$, которое обычно сопутствует указанному приближению теории ползучести. Этот парадокс разрешается, если отказаться от шарового вида тензора напряжений в жидкости (т. е. жидкость не является паскалевой). Можно показать, что при таком предположении уравнения гидромеханики также дают соотношение (37).

Совокупность уравнений (12), (27), (29), (34), (37) образуют замкнутую систему для определения R и $\dot{R}$ как функций времени. Запишем сразу итоговое уравнение, которое получается последовательным исключением переменных t_{w0}, p_w, v_i:

$$\dot{R} = -\alpha \cdot R \frac{1 - \gamma R^{-3}}{1 + \beta R^2 + \delta R^{-1}}, \quad R(0) = R_0, \qquad (38)$$

где

$$\alpha = -\frac{t_0 \varkappa \rho_i}{4 T_0 \eta} \left(\frac{\rho_w}{\Delta\rho_{wi}}\right)^2; \quad \beta = \frac{1}{4 T_0 \eta \lambda_i} \left(\frac{\varkappa \rho_i}{\Delta\rho_{wi}}\right)^2; \qquad (39)$$

$$\gamma = -\frac{C_0 R_0^3 R_\mu T_0^2}{t_0 \mu \varkappa \rho_w}; \quad \delta = \frac{C_0 R_0^3 R_\mu T_0}{20 D \mu \eta} \left(\frac{\rho_i}{\Delta\rho_{wi}}\right)^2. \qquad (40)$$

Проиллюстрируем роль механических свойств льда для пресного включения ($C_0 = 0$). В этом случае $\gamma = \delta = 0$ и из (38) можно видеть, что $\dot{R} \to 0$ при $R \to 0$, т. е. пресное включение полностью замерзает с течением времени.

Интегрирование (38) дает

$$\tau = \frac{1}{\alpha}\left\{\ln \frac{R_0}{R} + \frac{\beta}{2}(R_0^2 - R^2)\right\}. \qquad (41)$$

Нетрудно убедиться в справедливости следующих утверждений, вытекающих из полученного решения: предельный размер включения при замерзании равен нулю, однако теоретическое время достижения этого состояния равно бесконечности. Вместе с тем минимальный размер имеет физические ограничения, например, диаметр молекулы ($\sim 10^{-10}$ м). Если принять $t_0 = -5$ °C; $\eta = 10^{12}$ кг/м·с; $\lambda_i = 2$ Вт/м·град, то время замерзания включения с начальным радиусом $R_0 = 10^{-3}$ м до размера молекулы составит $\sim 10^5$ с $\cong$ 28 час. При $R_0 = 1$ м это время равно $\sim 10^7$ с $\cong$ 2800 час $\cong$ 110 сут. Если вязкость среды $\eta \to \infty$, то и $\tau \to \infty$. При $\eta \to 0$ первое слагаемое в (41) исчезает и получаем чисто тепловое соотношение для времени замерзания жидкости

$$\tau = -\frac{\varkappa \rho_i}{2 t_0 \lambda_i}(R_0^2 - R^2), \qquad (42)$$

которое совпадает с квазистационарным приближением известной формулы [*Карслоу, Егер, 1964*]. Отсюда следует, что второе слагаемое в (41) обусловлено только теплообменом между замерзающей сферой и окружающей средой (льдом). Вклад его является определяющим при больших размерах R_0 (в приведенном примере $R_0 = 1$ м). При малых R_0 (см. выше $R_0 = 10^{-3}$ м) определяющими являются механические свойства льда, которые идентифицируются вязкостью η, в то время как чисто тепловое соотношение (42) дает время замерзания порядка 10 с. Заметим, что выражение (42) может быть получено из (41) также и предельным переходом $\Delta\rho_{wi} \to 0$, что означает исчезновение источника напряжений во льду.

В отличие от пресного включения, которое всегда замерзает ввиду того, что правая часть (38) меньше нуля, поведение соленого включения определяется знаком множителя $1 - \gamma R^{-3}$. Если $1 - \gamma R^{-3} > 0$, то $\dot{R} < 0$ и включение замерзает. В противном случае на границах включения происходит плавление. При замерзании, как нетрудно убедиться с помощью уравнения равновесия (12), начальная концентрация C_0 оказывается пониженной по сравнению с равновесной при температуре t_0. Плавление происходит при повышенной концентрации C_0. В обоих случаях размер включения стремится к

равновесному, отличному от нуля значению R^*, которое определяется из условия $1 - \gamma R^{-3} = 0$: $R^* = R_0 (-C_0 r_\mu T_0^2 / t_0 \mu \varkappa \rho_w)^{1/3}$.

Время достижения равновесного радиуса R^*, как нетрудно установить интегрированием (38), равно бесконечности.

Отметим, что решение задачи о замерзании талых полостей в грунтах без учета их движения рассмотрено [*Дубина, Черняков, 1991*] в рамках деформационной теории пластичности.

ИЗМЕНЕНИЕ РАЗМЕРОВ И ДВИЖЕНИЕ СОЛЕНОГО ВКЛЮЧЕНИЯ

Рассмотрим перемещение соленого включения в податливом льду под действием внешнего градиента температуры. Уравнения (11), (12), (27), (37) остаются справедливыми. Запишем распределение температуры в следующем виде:

$$t = \begin{cases} t_{w0} + \delta_w \frac{r}{R} \cos\theta, & r \le R \\ t_l + Gr \cos\theta + \frac{R}{r}(t_{w0} - t_l) + \delta_i \frac{R^2}{r^2} \cos\theta, & r > R. \end{cases} \quad (43)$$

Эта функция удовлетворяет уравнению Лапласа как внутри, так и вне сферы и должна быть непрерывной на ее границе. Она обобщает распределение (22), когда средняя температура внутри включения t_{w0} отлична от значения локальной температуры t_l, так как это является условием его замерзания или плавления.

Уравнение диффузии для распределения концентрации растворенного вещества внутри включения имеет нестационарный вид:

$$\frac{\partial C}{\partial \tau} = D\Delta C + \frac{\rho_i}{\rho_w} \operatorname{div}(\mathrm{w}C), \quad r \le R. \quad (44)$$

Скорость растворенного вещества на границе совпадает со скоростью самой границы:

$$\left[-\frac{D}{C} \nabla C - \frac{\rho_i}{\rho_w} \mathrm{w} \right]_{r=R} = \dot{R} \frac{\mathrm{r}}{r}. \quad (45)$$

Как и в предыдущем разделе, ограничимся приближенным решением диффузионной задачи.

Дополнительное балансовое соотношение записывается в форму (20). Непосредственной проверкой можно убедиться, что функция

$$C = A_3 \exp\left(-\frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{w}{D} r \cos\theta - \frac{\dot{R} r^2}{2DR} \right), \quad (46)$$

где A_3 — некоторая константа, удовлетворяет граничному условию (45).

Видно, что при $w = 0$ выражение (46) переходит в распределение (33), а при $\dot{R} = 0$ получим функцию (19), которые являются частными случаями данной задачи.

Предполагая w и $\dot{R}$ достаточно малыми, разложим экспоненту в (46) с точностью до линейных слагаемых по w и $\dot{R}$. С учетом соотношения (20) окончательно запишем при $r = R$

$$C(R) = C_0 \frac{R_0^3}{R^3} \left(1 - \frac{1}{5} \frac{\dot{R} R}{D} - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{w}{D} R \cos\theta \right), \quad (47)$$

которое замыкает систему уравнений.

Процедура ее решения аналогична изложенной в предыдущих разделах, поэтому сразу запишем итоговые соотношения.

$$w = \frac{3 \frac{\lambda_i}{\varkappa \rho_i} G}{1 + (2\lambda_i + \lambda_w) \frac{R_\mu T_0^2}{\mu (\varkappa \rho_w)^2} \frac{C_0}{D} \frac{R_0^3}{R^3}}, \quad (48)$$

$$t_l = t_{l0} + G \cdot \int_0^\tau w \, d\tau, \quad (49)$$

$$\dot{R} = -\alpha \cdot R \frac{1 - \gamma R^{-3}}{1 + \beta R^2 + \delta R^{-1}}, \quad (50)$$

где t_{l0} — температура в точке, откуда мы начинаем следить за изменением состояния включения; α, β, γ, δ определяются согласно (39), (40), причем в выражении для α значение температуры t_0 следует поменять на t_l. Это отличие является важным, так как в процессе движения капли величина t_l все время меняется.

Соотношения (48)—(50) показывают зависимость скорости движения включения w от значений локальной температуры t_l (вследствие изменения R), что зафиксировано в упомянутых выше экспериментальных работах. Исключением является пресное включение.

Рассмотрим некоторые количественные оценки. Для этого заметим, что способ подготовки образцов в экспериментах [*Кингери, Гуднау, 1966*] состоял в быстром замораживании раствора NaCl концентрации 35 кг/м³ при температуре −40 °C. После этого накладывалось внешнее температурное поле, которое внутри образца покрывало интервал от −20 до −5 °C. Ввиду отторжения соли от границы замерзания концентрация рассола внутри капель оказывалась существенно выше концентрации исходного рассола. Эвтектическая точка для водного раствора NaCl имеет параметры $t_e = -21{,}1$ °C, $C_e = 233$ кг/м³. Это означает, что в условиях обсуждаемого эксперимента начальную концентрацию раствора в капле следует взять близкой к C_e, — примерно в 6,7 раза выше, чем принято при расчете по формуле (28) для жесткого льда. Подстановка этого значения концентрации в (28) дает скорость перемещения $w \approx 16$ мкм/час, что весьма близко к наблюдаемому значению. Однако в модели жесткого льда не находят объяснения факты изменения скорости от локального зна-

чения температуры и изменения радиуса включения при его движении. Можно предположить, что перед приложением температурного градиента все включения внутри образца имеют равную концентрацию, близкую к эвтектической. Согласно (48), в начальный момент времени $R = R_0$ и все включения имеют одинаковую скорость. Поскольку локальная температура в условиях эксперимента всюду выше эвтектической, то в соответствии с (50) лед начинает таять на границах включения, что приводит к увеличению его размеров при движении. Именно это зафиксировано в экспериментах [*Harrison, 1965*]. В результате концентрация во включении падает со временем и его скорость в соответствии с (48) растет, однако этот рост происходит быстрее в точках образца с более высокой температурой.

При одной и той же концентрации скорость w выше для соли с более высоким молекулярным весом. Так, включения водного раствора KCl ($\mu = 74{,}5$) будут двигаться быстрее, чем капли раствора NaCl ($\mu = 58{,}5$) при прочих равных условиях. Это также отмечено в опытах П. Хоекстра и др. [*Hoekstra et al., 1965*].

Решение уравнений (48)—(50) должно проводиться численными методами. Примеры таких вычислений приведены на рис. 2 в сравнении с экспериментальными данными.

Как видно из рис. 2,*а*, в области низких температур расчетные кривые, полученные из этих уравнений, практически совпадают с зависимостью для идеально текучего льда [*Shreve, 1967*]. Такое совпадение обусловлено достаточно медленным перемещением включения, так что влияние процесса деформирования пренебрежимо мало. При температурах, близких к 0 °C, скорость деформации льда является главным фактором, лимитирующим процесс перемещения. С этим связано расхождение кривых на рис. 2,*б*. Для жесткого льда радиус включения не меняется со временем ($R = R_0$) и, согласно (48), его скорость минимальна (кривая *3*, см. рис. 2,*а*).

Важным является выяснение величины давления в жидкости. Для жесткого льда, как следует из равенства (43), это давление достигает весьма значительных растягивающих напряжений порядка сотен атмосфер (кривая *2*, рис. 3). Это значение близко к величине, полученной по упругой модели [*Jones, 1973*]. При таких отрицательных давлениях с необходимостью должно происходить газовыделение внутри движущихся капель, которое, однако, не было зафиксировано в экспериментах. Р. Л. Шрив [*Shreve, 1967*] отмечает, что это представляет серьезную теоретическую проблему при изучении данного

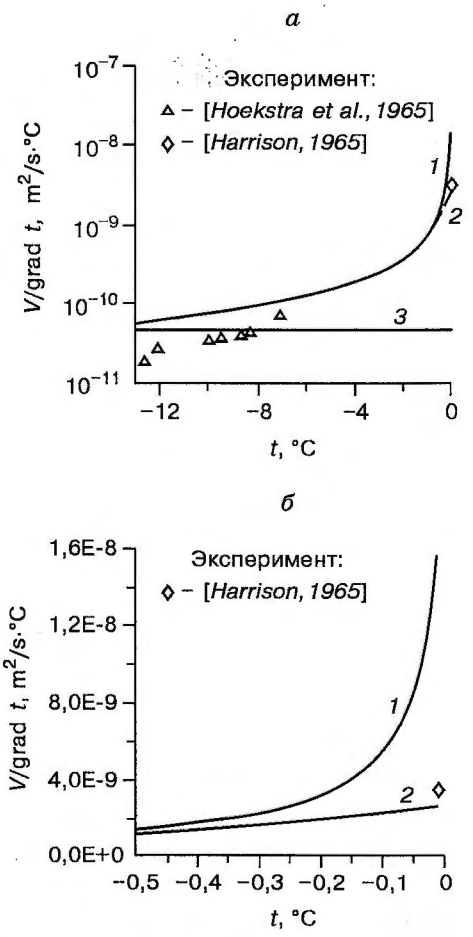


Рис. 2. Отношение скорости включения к внешнему градиенту температуры в зависимости от температуры в данной точке образца.

Рассчетные зависимости для различных моделей льда: *1* — идеально текучий лед [*Shreve, 1967*], *2* — лед с реальным значением вязкости, *3* — недеформируемый лед. *а* — широкий диапазон температур; *б* — различие моделей в области высоких температур образца.

явления. Разрешить ее в рамках модели жесткого льда невозможно. Учет реальных деформационных свойств льда приводит к существенной разгрузке напряжений (кривая *1*, см. рис. 3) и в широком диапазоне температур снимает этот парадокс. В модели идеально текучего льда давление внутри капли всегда равно нулю, однако она дает завышенные значения скоростей перемещения в области температур, близких к 0 °C (кривая *1*, см. рис. 2,*б*).

При замерзании включения давление внутри него достигает больших положительных значений, что не отражено на графиках, поскольку отсутствует экспериментальный материал для сравнения.

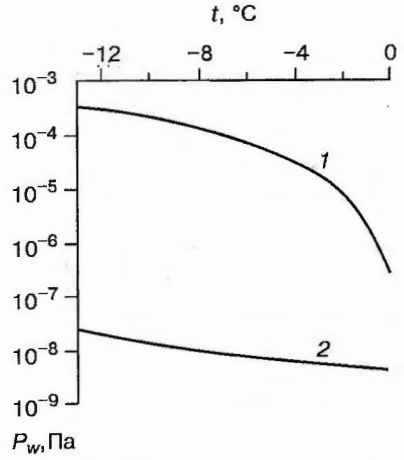


Рис. 3. Зависимость давления внутри включения от температуры в данной точке образца.

1 — лед с реальным значением вязкости, *2* — недеформируемый лед.

Представляет интерес, что скорость отдельных точек границы включения зависит от скорости деформации льда v_i. Так, из (7), (8) и первого соотношения (11) можем записать в проекциях на ось Z:

$$V^{+}_{\xi C} = w - \frac{\rho_i}{\Delta\rho_{wi}} v_i, \qquad (51)$$

$$V^{-}_{\xi C} = w + \frac{\rho_i}{\Delta\rho_{wi}} v_i. \qquad (52)$$

Таким образом, при замерзании правая граница включения движется медленнее, чем левая (см. рис. 1). Возможно сочетание параметров, когда правая граница будет двигаться влево (в лабораторной системе отсчета), несмотря на то, что центр капли движется вправо. При плавлении будет наблюдаться обратная картина. Это может вносить погрешности в измерение скорости движения включений, выполняемые под микроскопом. Для корректного выполнения этих измерений необходимо строго фиксировать положение именно центра частицы.

Отметим также, что обнаруженное в опытах [*Harrison, 1965*] изменение температурного поля внутри образцов, согласно проведенным оценкам, может быть объяснено оттаиванием включений при их достаточно высоком содержании во льду.

ДВИЖЕНИЕ ПРЕСНОГО ВКЛЮЧЕНИЯ В МЕРЗЛОМ ГРУНТЕ

Пресное включение в мерзлом грунте представляет собой талый водонасыщенный грунт сферической формы. Выделим ту часть задачи, которая относится к скорости перемещения талика под действием внешнего градиента температуры, считая мерзлую часть массива недеформируемой ($\dot{R} = 0$). При движении влага должна перетекать от лобовой части включения к тыльной, преодолевая фильтрационное сопротивление пористой среды. Это приводит к перераспределению давления жидкости в талом грунте, а по условию фазового равновесия и к изменению температуры в его объеме.

Для такой системы остаются справедливыми уравнения (12), (14), (22), (27), причем в уравнении термодинамического равновесия (12) следует положить $C = 0$, а в правую часть уравнения баланса тепла (27) ввести поправку на влажность грунта W.

Стационарное распределение давления жидкости в пористой среде внутри включения подчиняется уравнению Лапласа [*Полубаринова—Кочина, 1977*]:

$$\Delta p_w = 0, \quad r \le R. \qquad (53)$$

Поток жидкости связан с градиентом давления согласно закону Дарси:

$$\mathbf{j}_w = -\frac{K_f}{\rho_w g} \nabla p_w, \qquad (54)$$

где K_f — коэффициент фильтрации, g — ускорение свободного падения. Кроме того, имеет место первое из соотношений (11), в котором под w нужно понимать скорость включения относительно скелета грунта.

Решение уравнения (53) внутри включения имеет вид

$$p_w = p_{w0} + \delta_p \frac{r}{R} \cos\theta; \quad r \le R. \qquad (55)$$

Дальнейшая процедура сводится к исключению неизвестных δ_p, δ_w, δ_i, t_{w0} и решению уравнения (27) относительно w. Окончательно запишем

$$w = \frac{3\lambda_i \dfrac{G}{W\varkappa\rho_i}}{1 + (2\lambda_i + \lambda_w)\left(\dfrac{\Delta\rho_{wi}}{\varkappa\rho_i}\right)^2 \dfrac{T_0 g}{\rho_w W K_f}}. \qquad (56)$$

Ввиду обратной зависимости от влажности грунта последняя формула дает скорости перемещения включения даже при очень низких коэффициентах фильтрации ($K_f \approx 10^{-12}$ м/с), в несколько раз превышающие скорости движения пресной капли во льду. Отметим также, что если в исходных соотношениях устремить $\Delta\rho_{wi}$ к нулю, то давление жидкости внутри талой полости становится постоянным, поток жидкости относительно лабораторной системы обращается в

нуль, однако скорость перемещения включения, согласно (56), принимает максимально возможное значение. Экспериментальные данные о движении жидких капель в дисперсной среде отсутствуют в литературе, однако этот процесс может играть заметную роль в природных явлениях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 97-05-65044).

Литература

Бадд У. Ф. Динамика масс льда. Л., Гидрометеоиздат, 1976, 236 с.

Баренблатт Г. И. О некоторых приближенных методах в теории одномерной неустановившейся фильтрации жидкости при упругом режиме // Изв. АН СССР, Отд. техн. наук, 1954, т. 9, с. 35—49.

Вейнберг В. П. Лед. М.-Л., Изд-во техн.-теор. лит., 1940, 524 с.

Вялов С. С., Докучаев В. В., Шейнкман Д. Р. Подземные льды и сильнольдистые грунты как основания сооружений. Л., Стройиздат, 1976, 168 с.

Гегузин Я. Е., Кривоглаз М. А. Движение макроскопических включений в твердых телах. М., Металлургия, 1971, 344 с.

Голубев Г. Н. Жидкая вода внутри ледников // Мат-лы гляциолог, исслед., вып. 26. М., 1976, с. 31—51.

Дубина М. М., Черняков Ю. А. Моделирование и расчет термопластичного состояния мерзлых пород. Новосибирск, Наука, 1991, 119 с.

Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М., Наука, 1964, 488 с.

Качанов Л. М. Теория ползучести. М., Изд-во физ.-мат. лит., 1960, 456 с.

Кингери У. Д., Гуднау У. Х. Миграция рассола в соленом льду // Лед и снег. М., Мир, 1966, с. 214—225.

Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Статистическая физика. М., Наука, 1964, 568 с.

Медведский Р. И. Замерзание воды в вертикальных каналах, образованных в слое мерзлого грунта // Инж.-физ. журн., 1987, т. 53, № 2, с. 290—296.

Патерсон У. Физика ледников. М., Мир, 1972, 312 с.

Паундер Э. Физика льда. М., Мир, 1967, 190 с.

Полубаринова-Кочина П. Я. Теория движения грунтовых вод. М., Наука, 1977, 664 с.

Тихонов А. Н., Самарский А. А. Уравнения математической физики. М., Наука, 1972, 736 с.

Хаазе Р. Термодинамика необратимых процессов. М., Мир, 1967, 544 с.

Gilpin R. R. A model for the prediction of ice lensing and frost heave in soils // Water Resour. Res., 1980, v. 16, № 5, p. 918—930.

Harrison J. D. Measurement of brine droplet migration in ice // J. Appl. Phys., 1965, v. 36, № 12, p. 3811—3815.

Hoekstra P., Osterkamp T. E., Weeks W. F. The migration of liquid inclusions in single ice crystals // J. Geophys. Res., 1965, v. 70, № 20, p. 5035—5041.

Jones D. R. H. The temperature-gradient migration of liquid droplets through ice // J. Crystal Growth, 1973, v. 20, p. 145—151.

Nye J. F. Theory of regelation // Phil. Mag., 1967, v. 16, № 8, p. 1249—1266.

Paren J. G., Walker J. C. E. Influence of limited solubility on the electrical and mechanical properties of ice // Nature, Phys. Sci., 1971, v. 230, № 12, p. 77—79.

Shreve R. L. Migration of air bubbles, vapor figures, and brine pockets in ice under temperature gradient // J. Geophys. Res., 1967, v. 72, № 16, p. 4093—4100.

Поступила в редакцию
9 июня 1998 г.

Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 82—85

УДК 551.345.550.83

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ДЛЯ ОЦЕНКИ ДЕФОРМИРУЕМОСТИ ЛЬДОНАСЫЩЕННЫХ КРУПНООБЛОМОЧНЫХ ГРУНТОВ

О. К. Воронков

ОАО Всероссийский научно-исследовательский институт гидротехники им. Б. Е. Веденеева, 195220, С.-Петербург, ул. Гжатская, д. 21, Россия

Оценка статического модуля общей деформации E_o и статического модуля упругости E_c мерзлых грунтов по данным полевых геофизических методов, как правило, использует лишь одну из геофизических характеристик, что делает такую оценку весьма приблизительной. Предлагается способ, снижающий предельную ошибку оценки в 2—2,5 раза, использующий 3—5 характеристик, определяемых геофизическими методами в условиях естественного залегания пород: скорости V_p продольной и V_s поперечной волн, а также функционально связанный с ними динамический модуль упругости $E_д$, удельное электрическое сопротивление ρ, температура $t°$ пород.

Мерзлые крупнообломочные грунты, деформируемость, упругие характеристики, удельное электрическое сопротивление, температура пород

COMPLEX OF GEOPHYSICAL PARAMETERS FOR ESTIMATION OF DEFORMABILITY OF ICE-SATURATED COARSE-CLASTIC SOILS

O. K. Voronkov

Vedeneev All-Russian Research Hydrotechnikal Institute, 195220, St. Petersburg, Gzhatskaya st. 21, Russia

Evaluation of static moduli of total strain E_o and of elasticity E_s obtained by geophysical methods usually uses only one of geophysical characteristics. This fact leads to a rather approximate assessment. The limiting error may be decreased 2—2,5 times if to apply a method based on 3—5 parameters which are determined by geophysical methods in situ: V_p and V_s — velocities of longitudinal and transversal elastic waves, E_d — dynamic modulus of elasticity, ρ — electric resistivity, and t ° — temperature of soils.

Frozen coarse-clastic deposits, deformability, elastic parameters, electric resistivity, temperature of soils

Оценка деформационных свойств (статических модулей деформации E_o и упругости E_c) мерзлых грунтов по данным полевых геофизических методов, как правило, использует лишь одну из геофизических характеристик, что делает такую оценку весьма грубой. Ниже предлагается способ, разработанный в лаборатории инженерной геологии и геокриологии ВНИИГ и основанный на использовании трех-пяти характеристик, определяемых геофизическими методами в условиях естественного залегания пород. При этом предельная погрешность оценки E_o и E_c снижается приблизительно в 2—2,5 раза. Способ апробирован при исследованиях основания Усть-Среднеканской ГЭС на р. Колыма.

Наиболее информативными геофизическими характеристиками, связанными с деформируемостью мерзлых крупнообломочных грунтов, являются:

— значения скорости упругих волн (продольных V_p, поперечных V_s, релеевских V_R) и функционально связанные с ними динамические характеристики упругости (модуль Юнга $E_д$, модуль сдвига $G_д$, коэффициент Пуассона $\mu_д$);

— удельное электрическое сопротивление (ρ);

— температура пород (t °C).

В связи с тем, что при инженерно-геофизических изысканиях наиболее просто (методически и практически) оказывается получение значений V_p и ρ, для решения задачи оценки E_o и E_c необходимо иметь репрезентативный материал определения V_p и ρ, характеризующий изучаемую среду; информация о температуре грунтов, как правило, получается на основе геотермических наблюдений в скважинах.

Для исследуемого основания следует составить его сейсмогеологическую, геоэлектрическую и геотермическую модели с выделением на них (в плане и в разрезе) элементов, квазиоднородных соответственно по значениям V_p, ρ и $t°$. Если величины этих характеристик распределя-

© О. К. Воронков, 1999

ются как случайные величины, то следует определить их средние значения (50 %-я обеспеченность) и пределы изменения (с 90 %-й обеспеченностью) для выделенных инженерно-геологических элементов (ИГЭ). Желательно также оценить анизотропию каждого ИГЭ. Если различие средних значений V_p и $\lg\rho$ по разным направлениям превышает 20 % (для мерзлых грунтов этот случай сравнительно редок), то оценку деформационных характеристик необходимо выполнять с учетом направлений силовых воздействий в системе „основание—сооружение".

Переход от значений геофизических параметров к характеристикам деформируемости рекомендуется выполнять, используя корреляционные связи, полученные для грунтов изучаемого объекта (наиболее обоснованные оценки) или для грунтов-аналогов (приближенные оценки). Примеры таких связей, полученные на основе обобщения большого объема данных экспериментальных исследований крупнообломочных грунтов в лабораторных и натурных условиях, приводятся ниже:

а) значений E_c и E_o с V_p (в диапазоне V_p = 1,8—4,3 км/с), рис. 1, *а*:

$$\lg E_c = 1{,}86 + 0{,}5V_p,$$

$$\lg E_o = 0{,}93V_p, \text{ причем } E_c \text{ и } E_o, \text{ МПа;}$$

б) значений E_c и E_o с $\lg\rho$ (в диапазоне $\lg\rho$ = 0,6—4,3, численные значения ρ, Ом·м), рис. 1, *б*:

$$\lg E_c = 2{,}5 + 0{,}24\lg\rho,$$

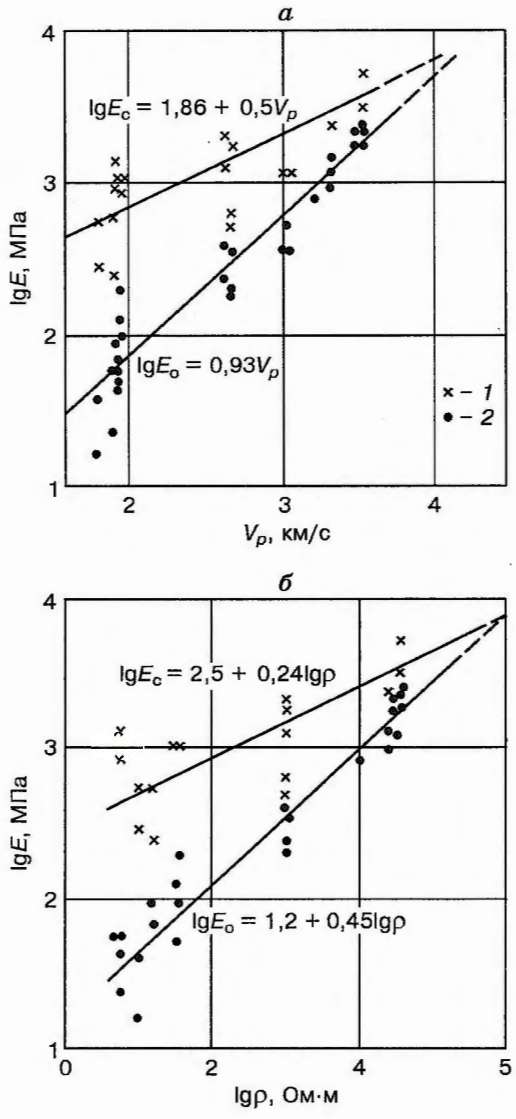


Рис. 1. Связь статических модулей упругости E_c и модуля деформации E_o мерзлых крупнообломочных грунтов (без глинистого заполнителя).

а — со скоростью продольных упругих волн (V_p); *б* — с удельным электрическим сопротивлением (ρ). *1* — E_c; *2* — E_o. Грунт — преимущественно щебень гранодиорита + лед; концентрация порового раствора NaCl-$K_{пр}$ от 0 до 5,5 %; $t°$ — от −0,5 до −10 °С; τ — от 1 до 6 час.

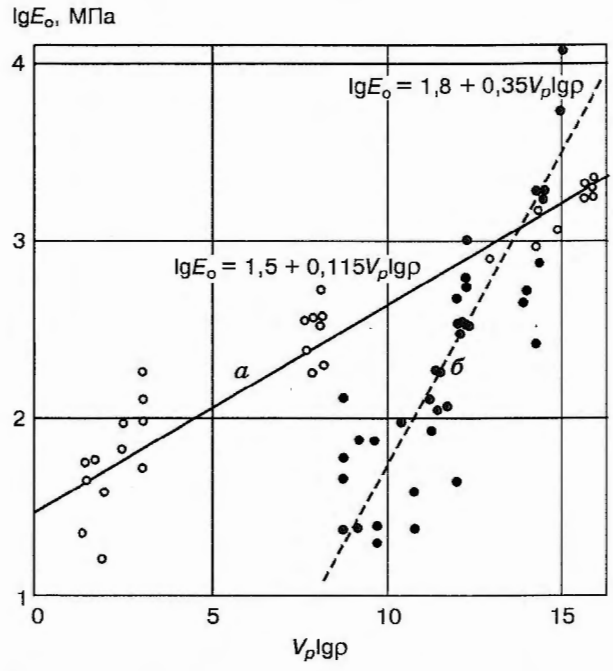


Рис. 2. Связь значений модуля деформации E_o крупнообломочных грунтов с произведением двух геофизических параметров $V_p \lg\rho$ (V_p, км/с; ρ, Ом·м).

Грунты: *а* — преимущественно щебень гранодиорита + лед; *б* — преимущественно щебень мергелистого известняка + лед. Значения $K_{пр}$, $t°$ и τ см. на рис. 1.

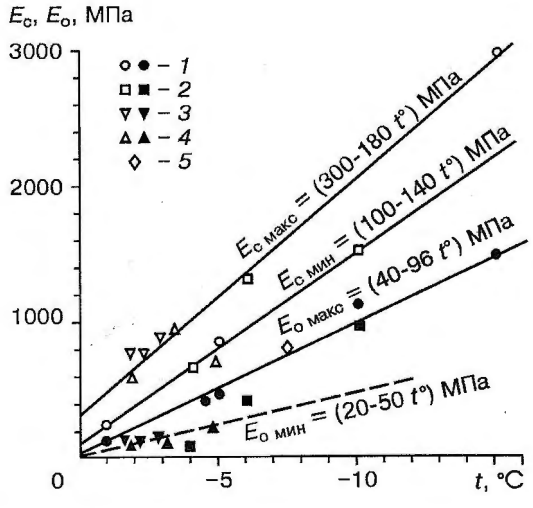


Рис. 3. Влияние температуры $t°$ на величины статического модуля упругости E_c и модуля деформации E_o льдонасыщенных крупнообломочных грунтов с песчаным заполнителем (крупная фракция — гравий, галька и обломки осадочных пород).

1 — щебень алевролита + песок; *2* — щебень мергелистого известняка; *3* — песок средний и крупный; *4* — гравий, галька осадочных пород; *5* — гравий, галька, обломки осадочных пород. Светлые значки — значения E_c, черные — значения E_o.

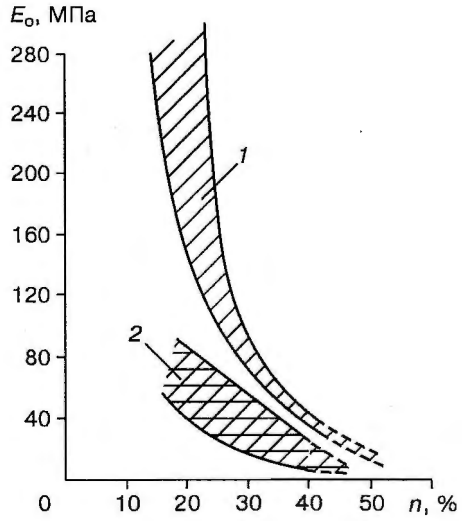


Рис. 4. Осредненные связи значений модуля общей деформации E_o с общей пористостью n для талых крупнообломочных грунтов с песчаным (*1*) и глинистым заполнителем (*2*) при $\sigma_{макс}$ = 0,3—0,6 МПа.

Заштрихованы области наиболее вероятных значений.

$$\lg E_o = 1{,}2 + 0{,}45 \lg \rho;$$

в) значений E_o с произведением $V_p \lg \rho$ (V_p, км/с, ρ, Ом·м), см. рис. 2:

$$\lg E_o = 1{,}5 + 0{,}115 V_p \lg \rho,$$

$$\lg E_o = -1{,}8 + 0{,}35 V_p \lg \rho;$$

г) значений E_c и E_o с $t°$ (в диапазоне $t° = -1 \text{—} -10$ °С), рис. 3:

$$E_{c\,макс} = (300 - 180t°), \text{ МПа},$$

$$E_{c\,мин} = (100 - 140t°), \text{ МПа};$$

$$E_{o\,макс} = (40 - 96t°), \text{ МПа},$$

$$E_{o\,мин} = (20 - 50t°), \text{ МПа}.$$

Экспериментальные значения E_c и E_o, показанные на рис. 3, получены автором при исследовании образцов грунта (1, 2), а также сотрудниками ВНИИ-I и Ленгидропроекта для естественных условий залегания пород на глубинах до 10 м при статических и сейсмоакустических исследованиях оснований Усть-Среднеканской (3, 4) и Адычанской (5) ГЭС [*Михайловский и др., 1985*];

д) отношений $E_д/E_c$ и $E_д/E_o$ с температурой $t°$ в соответствии с приводимой ниже таблицей

t, °С	−1	−2	−3	−4	−5	−10	−20
$E_д/E_c$	33	32	29	26	23	15	9
$E_д/E_o$	110	96	81	70	62	38	20

Примечание. Статические характеристики соответствуют следующим условиям опытов: максимальная нагрузка $\sigma_{макс}$ до 1 МПа, время нагружения τ = 6—8 часов, разгрузки — 1—2 часа, максимальные деформации при нагружении $\sim 10^{-2}$, а при разгрузке $\sim 10^{-3}$;

е) значений E_o с пористостью n талых (или немерзлых) крупнообломочных грунтов (величина n может быть определена как прямыми геомеханическими методами, так и по геофизическим данным), см. рис. 4; полученную оценку E_o умножают на коэффициент 6,7 (средний коэффициент перехода от значения модуля деформации в талом водонасыщенном состоянии к таковому в мерзлом льдонасыщенном состоянии для гравийно-галечниковых грунтов по данным штамповых опытов в бассейне р. Колыма).

Полагая примерную равноточность указанных выше связей, в качестве нормативных величин E_c и E_o каждого из выделенных квазиоднородных элементов модели рекомендуется принимать среднее арифметическое значение из по-

лученных оценок E_c и E_o по разным геофизическим параметрам.

Необходимо учитывать, что верхняя часть разреза мерзлых четвертичных отложений (а для ряда оснований эти отложения в целом) принадлежат слою сезонных колебаний температуры, геофизические (V_p, V_s, ρ и др.) и деформационные характеристики которого в общем случае являются функцией температуры. Поэтому априори можно полагать, что значения E_c и E_o мерзлых крупнообломочных отложений в слое сезонных колебаний температуры принимают наиболее низкие значения в летне-осенний, а наиболее высокие — в зимне-весенний периоды года.

Литература

Михайловский Г. В., Кунцевич С. П. Изучение физико-механических свойств многолетнемерзлых галечников сейсмическими методами // Тр. Гидропроекта. М., 1985, № 110, с. 98—114.

Поступила в редакцию
24 апреля 1998 г.

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с.86—96

ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

УДК 631.487(470.1)

ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗ И ПАЛЕОПОЧВООБРАЗОВАНИЕ В ТАЕЖНЫХ ПОЧВАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЫ

Г. М. Втюрин

Институт биологии Коми научного центра УрО РАН, 167610, Сыктывкар, Коммунистическая, 28, Россия

Показано, что важнейшим фактором дифференциации почвенного покрова в средней и северной тайге является микрорельеф, а наиболее распространенными структурами почвенного покрова, независимо от мезорельефа и почвообразующих пород — комплексы почв. Анализ строения поверхностей водоразделов выявил широкое распространение здесь бугристо-западинного микрорельефа, который и формирует комплексность. Специалисты называют такой микрорельеф полигонально-блочным. Исследования почвенных профилей в понижении и западине между буграми показали, что они сформированы на месте вытаявших полигонально-жильных льдов. По наличию признаков мерзлотных деформаций и погребенного гумусированного материала в двух профилях на двух уровнях сделана попытка реконструкции их истории. Высказана гипотеза о существовании фаз темноцветного почвообразования и мерзлотного пучения грунтов в среднем голоцене.

Тайга, почвенный покров, микрорельеф, палеокриогенез, палеопочвообразование, возраст почв

PALEOCRYOGENESIS AND PALEOPEDOGENESIS IN TAIGA SOILS OF THE EUROPEAN NORTHEAST

G. M. Vtyurin

Institute of Biology, Komi Science Center, Ural Division, RAS, 167610, Syktyvkar, Kommunisticheskaya str. 28, Russia

The paper shows that microrelief is the most important factor of differentiation of soil cover in the middle and northern taiga subzones. Regardless of mesorelief and soil-forming material, soil complexes (microassociations) are the most wide spread type of structure of soil cover. The analysis of surface composition in watershed areas revealed a wide distribution of mound-and-basin microrelief, which controls the complexity of soil cover. Experts refer to this kind of relief as a polygonal-blocky one. Studying of soil profiles in open hollows and closed inter-mound basins showed that their formation is due to thawing out of polygonal ice wedges. An attempt was made to simulate the history of a profile based on evidence of cryoturbation and buried humus-enriched material found at two depths. A hypophesis is advanced on existence of a phase of dark-colored soil formation and frost heave in the middle Holocene.

Taiga, soil cover, microrelief, paleocryogenesis, paleopedogenesis, soil age

ВВЕДЕНИЕ

Таежная зона европейского северо-востока расположена за пределами современного распространения вечной мерзлоты. Однако, как и в областях мерзлотных почв, важнейшей особенностью почвенного покрова здесь является мелкоконтурность [*Забоева, 1975*]. Будучи бесспорным, данное явление в почвоведении обычно воспринимается лишь как следствие избыточного атмосферного увлажнения и неровностей земной поверхности. Хотя последним отводится важная роль в дифференциации почвенного покрова, их генезис и география на северо-востоке Европы не освещены. Между тем сведения, накопленные в палеогеографии, мерзлотоведении и палеопочвоведении указывают на огромную роль в формировании современной скульптуры земной поверхности процессов и явлений палеокриогенеза, которые происходили в плейстоцене и могут исследоваться методами почвоведения. Целью данной публикации является попытка обобщения автором собственных и литературных данных о строении микрорельефа и почвенного пок-

© Г. М. Втюрин, 1999

рова водоразделов таежной зоны, а также генезиса его компонентов в связи с палеокриогенезом и палеопочвообразованием.

МАТЕРИАЛЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Исследования почвенного покрова (ПП) в северо- и среднетаежной подзонах показали, что ведущими факторами его дифференциации в обеих подзонах являются микрорельеф и напочвенный покров [*Втюрин, 1991; Втюрин, Певный, 1996*]. Так, информационные показатели связей по [*Пузаченко, Мошкин, 1969*] почв с литогенным микрорельефом на покровных пылеватых суглинках северной тайги достигали 0,34, с растительностью — 0,31, на водно-ледниковых заболачивающихся песках Печорской равнины — 0,44 и 0,66 соответственно. Весьма тесная связь почв с микрорельефом объясняется с одной стороны избыточным атмосферным увлажнением лесной зоны, в результате чего микрорельеф становится или перераспределителем влаги (на суглинках), или фактором, контролирующим глубину залегания грунтовых вод (на песках), с другой — классификацией таежных почв, в основе которой лежит дифференциация их по степени увлажнения.

Учитывая эту связь правомерно предположить, что знание закономерностей строения и причин его образования может стать важнейшим этапом или инструментом познания генезиса почвенного покрова. Наши многолетние почвенные исследования в северной и средней тайге, сопровождавшиеся гипсометрической съемкой, позволили выявить некоторые закономерности строения поверхности водоразделов. Главная из них заключается в том, что на преобладающей части их наблюдается регулярное чередование бугров или плосковершинных повышений и западин, в результате чего поверхность имеет сетчатое или ячеистое строение.

Так, в северной тайге на моренном увале, перекрытом покровными крупнопылеватыми суглинками, можно видеть (рис. 1), что рельеф водораздела образован сетью микроповышений и западин, разделенных плоскими поверхностями. Некоторые микроповышения имеют по несколько вершин. Высота повышений 30—60 см, расстояния между вершинами в повышениях 18—25 м, между повышениями — 40 м. В этих условиях образуется мелкоконтурный и контрастный ПП (рис. 2), в состав которого на очень ограниченной территории входят все зональные типы почв от подзолистых до болотных. Вследствие малых размеров элементарных почвенных ареалов, высокой контрастности компонентов и определенной упорядоченности, комбинация почв данного водораздела согласно такономической системе классификации структур почвенного покрова В. М. Фридланда [*1972*] должна быть отнесена к комплексам.

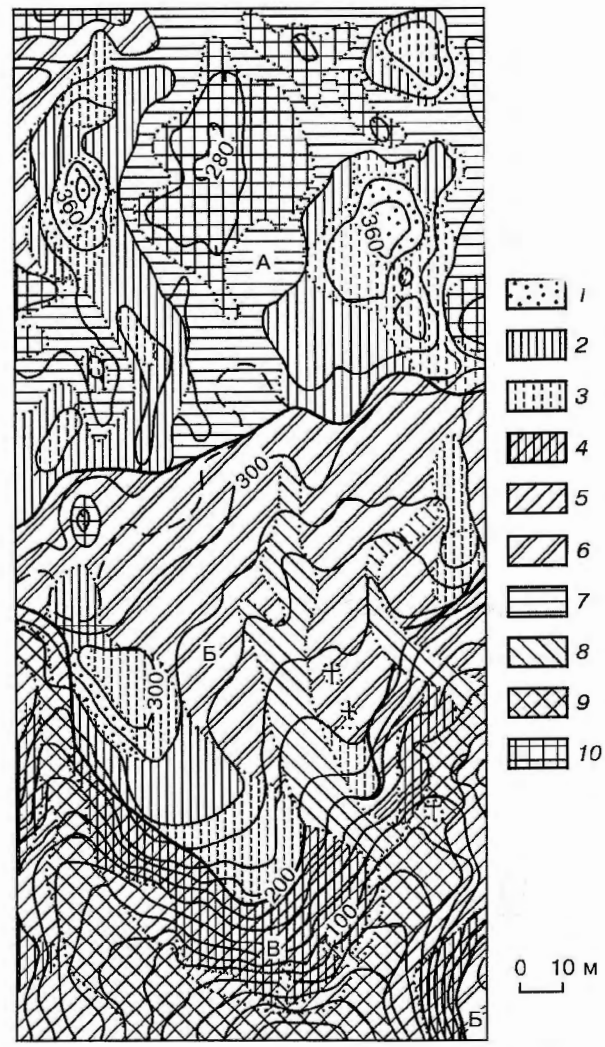


Рис. 1. Мезо- и микрорельеф Троицко-Печорского ключа.

Элементы мезорельефа: А — водораздел, Б — склон, В — ложбина; 1—10 — формы и элементы микрорельефа: 1—3 — микроводоразделы (*1* — слабопокатые, 2—4°; *2* — пологие, 1—2°, *3* — плоские, до 1°); *4—6* — склоны (*4* — покатые, 4—5°, *5* — слабопокатые, 2—4°, *6* — пологие, 0—2°); *7* — плоские (до 1°) поверхности; *8* — слабоврезанные микроложбины; *9* — днища лощин; *10* — микродепрессии. Сечение горизонталей 20 см.

На рис. 3 изображен микрорельеф ключевого участка, заложенного на волнистой водноледниковой равнине с абс. высотой 150 м, расположенной также в северной тайге в бассейне Печоры. Почвообразующие породы — маломощные галечниковые пески, подстилаемые моренными суглинками. В верхней части рисунка

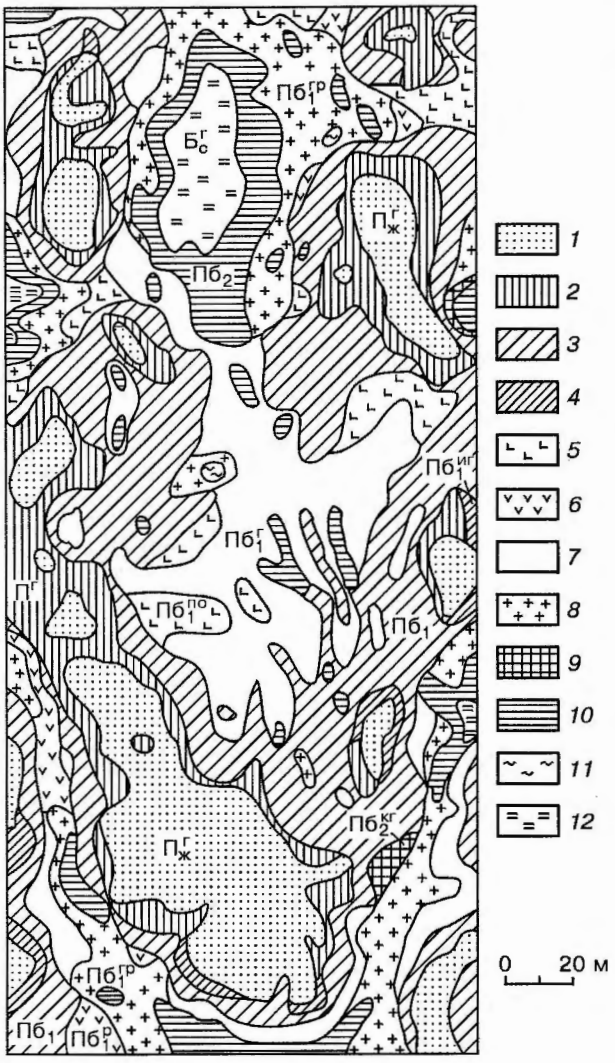


Рис. 2. Почвенный покров Троицко-Печорского ключа.

Почвы: *1* — подзолистые иллювиально-железистые; *2* — глееподзолистые; *3* — торфянисто-подзолисто-глееватые; *4* — торфянисто-подзолисто-глееватые иллювиально-гумусовые; *5* — торфянисто-подзолисто-глееватые подподстилочно оруденелые; *6* — торфянисто-подзолисто-глееватые контактно оруденелые; *7* — торфянисто-контактно-глеевые; *10* — торфяно-поверхносто-глеевые; *11* — торфяно-подзолистые поверхностно-глеевые деформированные; *12* — болотные верховые торфяно-глеевые.

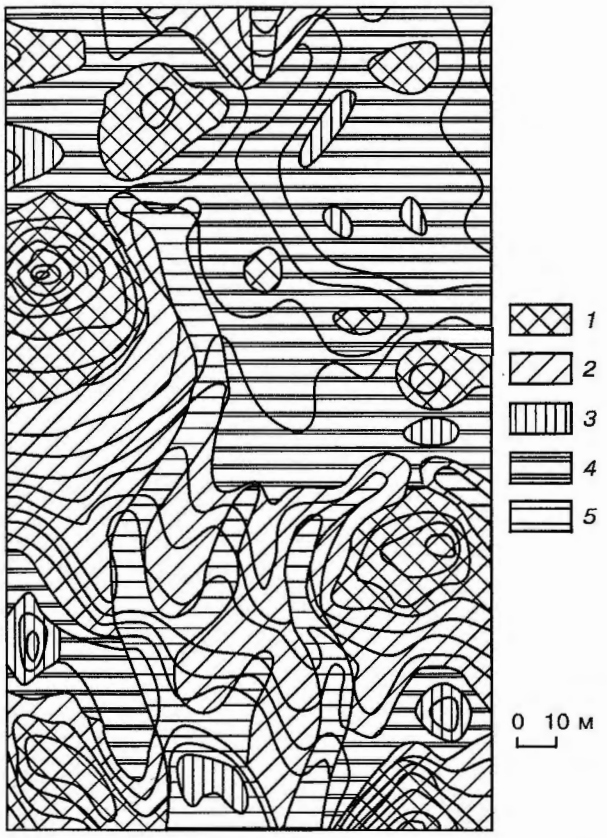


Рис. 3. Микрорельеф Митрофановского ключа.

1 — повышение, *2* — склоны, *3* — западины, *4* — плоские поверхности, *5* — ложбины. Сечение горизонталей 10 см.

прослеживается та же закономерность: плоская фоновая поверхность осложнена микроповышениями и мелкими западинами. Расстояние между повышениями 20—50 м. При снижении базовой поверхности на 1 м, что наблюдается в нижней части рисунка, контрастность микрорельефа заметно усиливается за счет большей глубины западин, а расстояние между повышениями уменьшается.

Ключевой участок Нибельской низины (рис. 4) приурочен к одноименной тектонической впадине. Он также расположен в северной тайге на левобережье р. Печора. Абсолютная высота 120 м, почвообразующие породы представлены древнеозерными крупно- и среднезернистыми песками, с прослоями сортированного дресвянистого материала. Грунтовые воды залегают на глубине от 0,5 до 1,5 м. В почвенном и растительном покрове ярко выражено заболачивание.

В верхней части рисунка изображена крупная песчаная, вероятно, литогенного происхождения грива со слабоэродированными склонами. В средней части — очень пологий склон, осложненный лощинками глубиной 20—30 см, микроповышениями таких же размеров и блюдцеобразными западинами. Последние приурочены большей частью к лощинам и низкой, плоской заболоченной части ключа. Расстояние между повышениями 20—49 м. Как следствие бугорковато-западинного микрорельефа обоих ключей

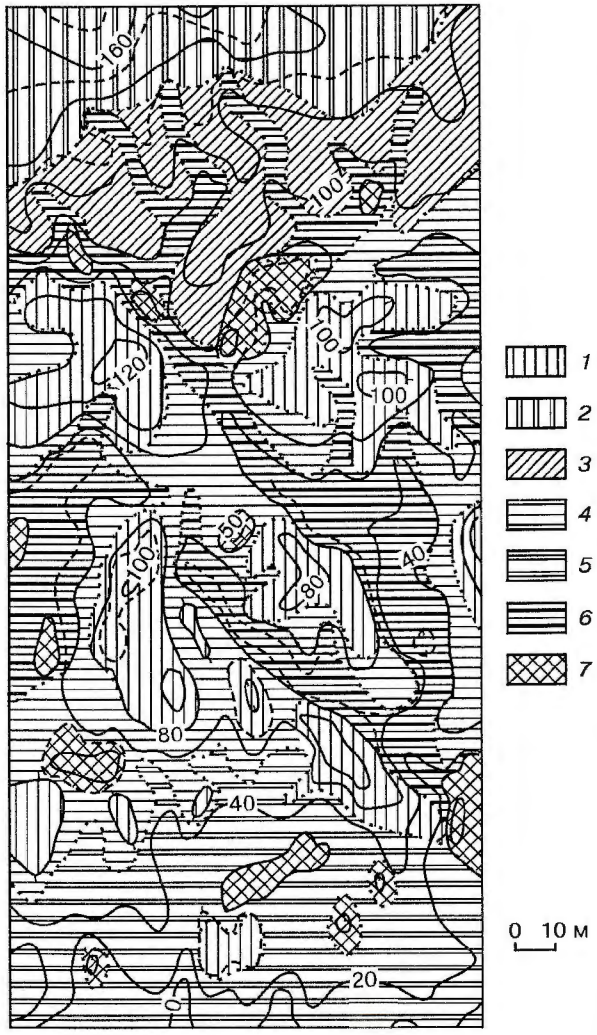


Рис. 4. Микро- и мезорельеф Нибельского ключа.

1 — микроповышения; *2* — водораздел; *3* — склон водораздела; *4* — склон мезодепрессии; *5* — мезодепрессия; *6* — микроложбина; *7* — микродепрессии. Сечение сплошных горизонталей 20 см.

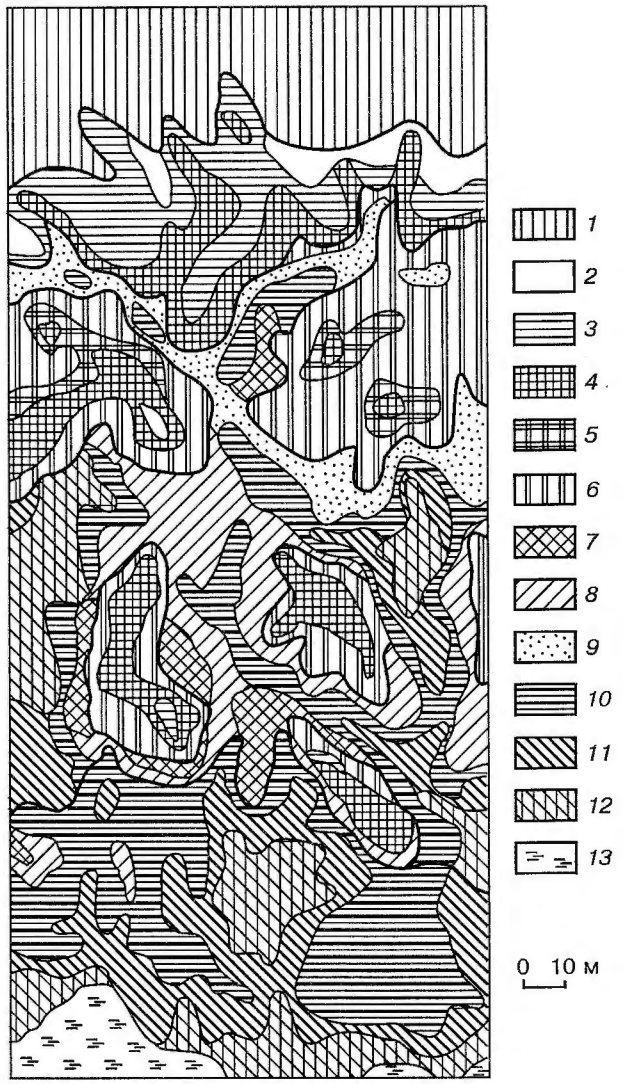


Рис. 5. Почвенный покров Нибельского ключа.

Почвы: *1* — подзолы иллювиально-железистые; *2* — подзолы иллювиально-железистые профильно оглеенные; *3* — подзолы гумусо-железистые профильно оглеенные; *4* — подзолы гумусо-железистые грунтово-глееватые; *5* — подзолы с глубоким ортзандом грунтово-глеевые; *6* — подзолы ортзандовые; *7* — подзолы иллювиально-гумусовые торфянистые; *8* — подзолы с мягким ортзандом торфянистые; *9* — подзолы иллювиально-гумусовые торфянистые конкреционные; *10* — подзолы иллювиально-гумусовые торфяные; *11* — торфяно-глеевые остаточно-подзолистые; *12* — торфяно-глеевые; *13* — болотные торфяные на маломощных торфах.

на песчаных отложениях их ПП очень сложный и контрастный и представлен комплексами. На Нибельском ключе подзолисто-гидроморфные комплексы входят в сочетание с подзолами железистыми гривы и болотными торфяными почвами пониженной центральной части водораздела (рис. 5).

Ключевые участки в среднетаежной подзоне заложены на вершинах холмов в окрестностях г. Сыктывкар. Почвообразующие породы как и на первом ключе — покровные крупнопылеватые суглинки. Водораздел Дырносского участка (рис. 6) представляет собой плоскую поверхность, осложненную микроповышениями и понижениями. Расстояния между повышениями 40 м. Каждое повышение, как и на Троицко-Печорском ключе имеет несколько вершин, разделенных седловинами. Расстояние между вершинами в повышениях 18—25 м. В центре ключа есть

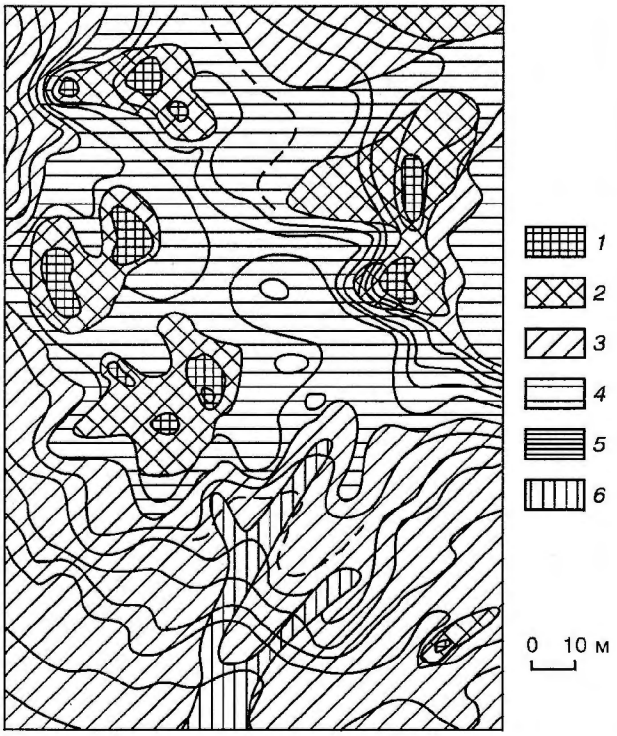


Рис. 6. Микрорельеф Дырносского ключа.

1 — вершины микроповышений; *2* — микроповышения; *3* — склоны; *4* — плоские поверхности; *5* — западины; *6* — лощины (водосборы). Сечение 25 см.

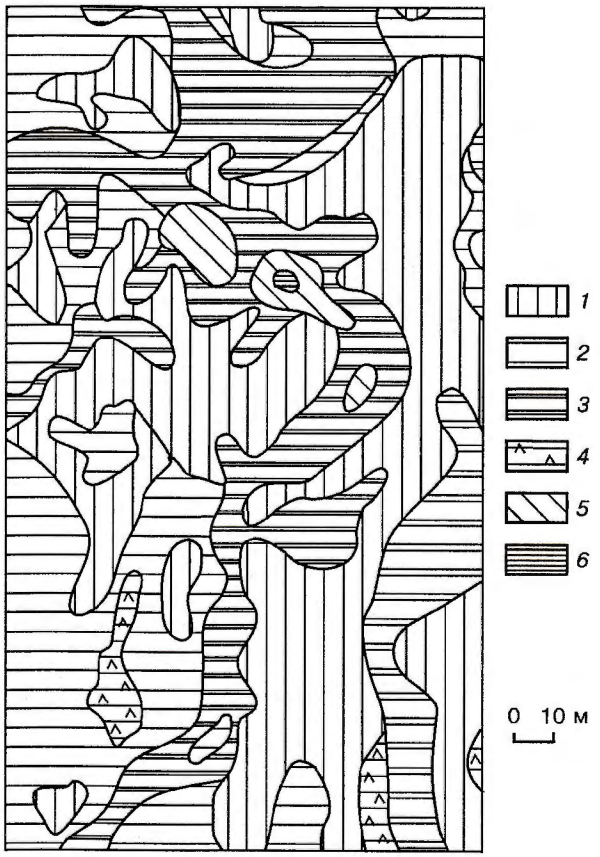


Рис. 7. Почвы Дырносского ключа.

1 — подзолистые иллювиально-железистые; *2* — подзолистые; *3* — подзолистые поверхностно-глееватые; *4* — слабодерново-подзолистые; *5* — торфянисто-подзолисто-глееватые; *6* — торфяно-подзолисто-глеевые.

блюдцеобразная западина. ПП менее гидроморфный, чем на северотаежных ключевых участках (рис. 7). По сути он является также комплексным, так как образован почвами двух типов: подзолистыми и болотно-подзолистыми. Но последние занимают только 6 % площади водораздела, поэтому комбинация почв водораздела классифицируется как пятнистость подзолистых почв.

Максимовский ключевой участок, изображенный на рис. 8, расположен на слабовыпуклой вершине моренного холма овальной формы с абс. высотой 170 м, почвообразующие породы — покровные крупнопылеватые суглинки, начинающие вскипать от воздействия 10 % раствора HCl на глубине 140—170 см. Участок съемки проходит через высшую точку водораздела. Подобно предыдущим ключам микрорельеф сложный, состоит из грядовых повышений и микроводоразделов, а также понижений между ними. Понижения делят гряды на секции или блоки с расстояниями между вершинами от 20 до 60 м. Понижения имеют слабо выраженную древовидную эрозионную форму. Но как во всех расширенных, так и в суженных участках понижений встречаются плоские блюдцеобразные западины. Почвенный покров контрастнее, чем на предыдущем ключе, образован комплексами подзолистых, болотно-подзолистых и болотных почв. Подробная характеристика почв микроводоразделов данного участка приведена в Путеводителе научной почвенной экскурсии Международной конференции „Криопедология'97" [*Путеводитель..., 1997*].

Таким образом, на всех типах равнинного рельефа и почвообразующих пород, характерных для таежной зоны Европейского северо-востока, за формами микрорельефа, обусловленными литогенезом (гряды, гривы) и эрозией (микролощины), прослеживается наличие бугристо-западинного микрорельефа. Высота бугорков составляет от 0,3 до 1,5 м, расстояние между их вершинами от 20 до 40, реже до 60 м. Блюдцеобразные западины, ныне заполненные торфом, встречаются как на плоских понижениях между буг-

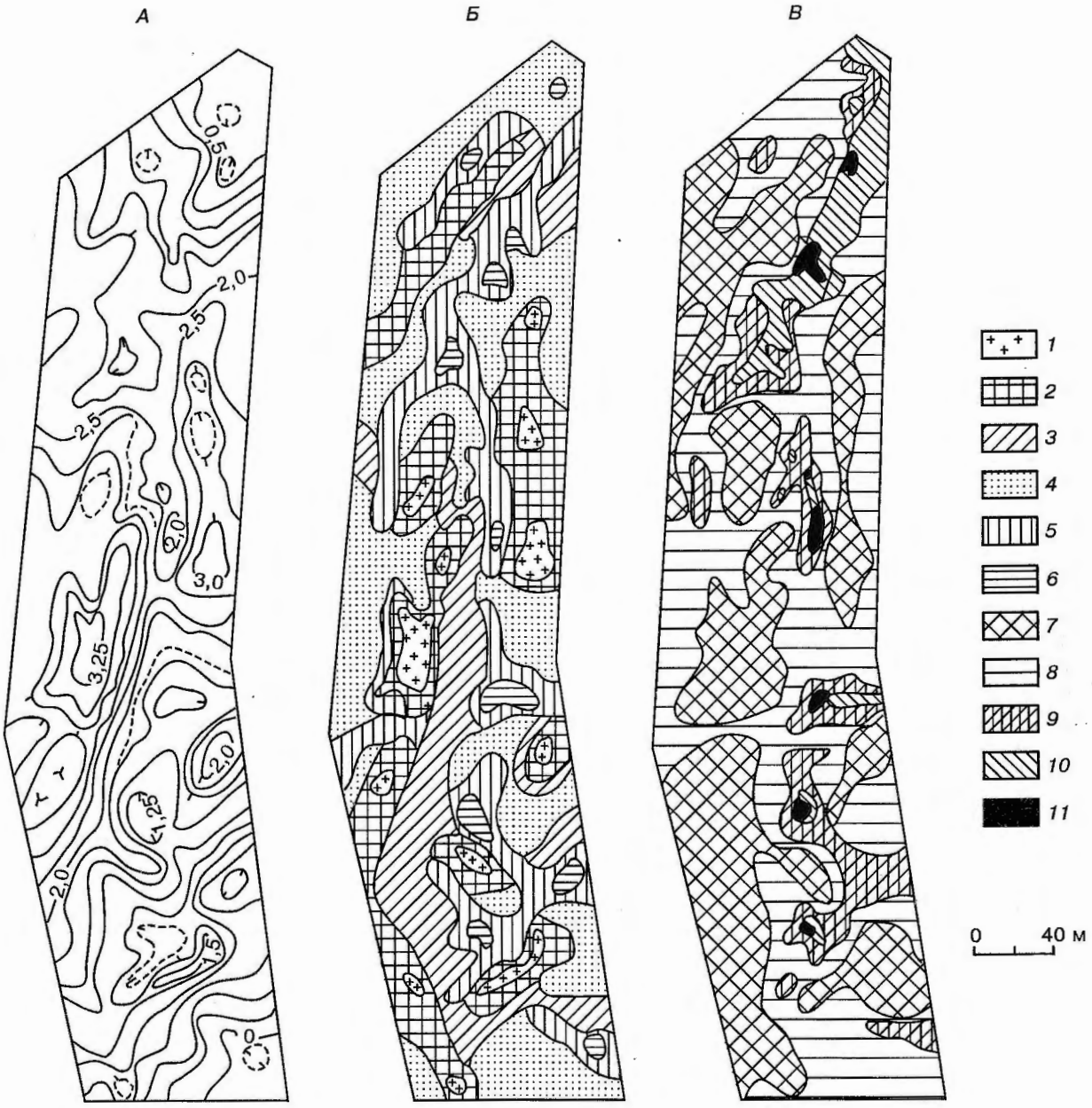


Рис. 8. Максимовский ключ.

А — гипсометрическая карта-схема (сечение горизонталей 0,25 м). *Б* — микрорельеф: *1* — вершины микроповышений; *2* — микроповышения и микроводоразделы; *3* — крутые и покатые склоны; *4* — пологие склоны и плоские поверхности, *5* — проточные понижения; *6* — замкнутые понижения; *В* — почвы: *7* — подзолистые; *8* — подзолистые поверхностно-глееватые; *9* — торфянисто-подзолисто-глееватые; *10* — торфяно-подзолисто-глеевые; 11 — торфяно-глеевые и торфяные.

рами, так и в неглубоких с малыми уклонами лощинах. Данное явление позволяет сделать заключение о единстве генезиса бугристо-западинного микрорельефа и его постлитогенном возрасте.

Палеогеографы и криолитологи [*Величко, 1964, 1965; Бердников, 1976 и др.*] называют аналогичный микрорельеф полигонально-блочным, связывают его образование с реликтовыми мерзлотными явлениями — наличием ледяных или грунтово-лсдяных жил и клиньев во время последней стадии валдайского оледенения или с условиями резкоконтинентального климата и глубокого промерзания-протаивания [*Попов и*

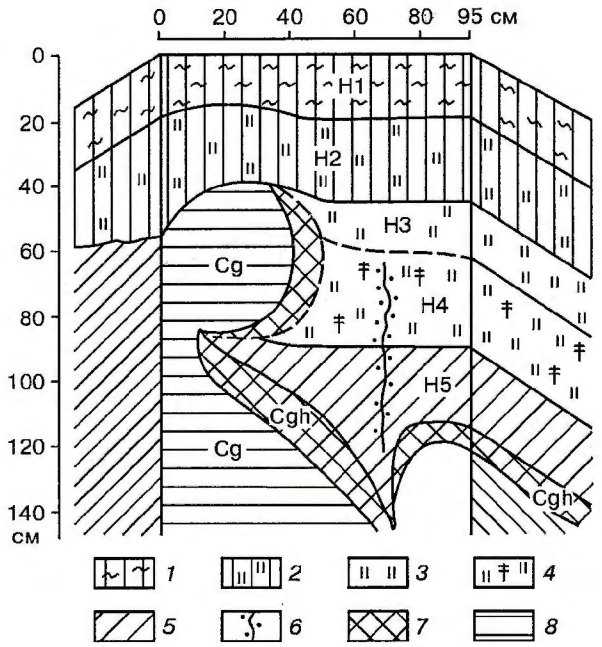


Рис. 9. Торфяная остаточно-низинная почва, разрез В-6.

Виды торфа: *1* — древесно-сфагновый переходный; *2* — древесно-шейхцериевый переходный; *3* — шейхцериевый низинный; *4* — хвощево-шейхцериевый низинный; *5* — древесный низинный; *6* — вертикальная заиленная трещина; минеральная толща: *7* — горизонт Cgh; *8* — крупнопылеватые суглинки.

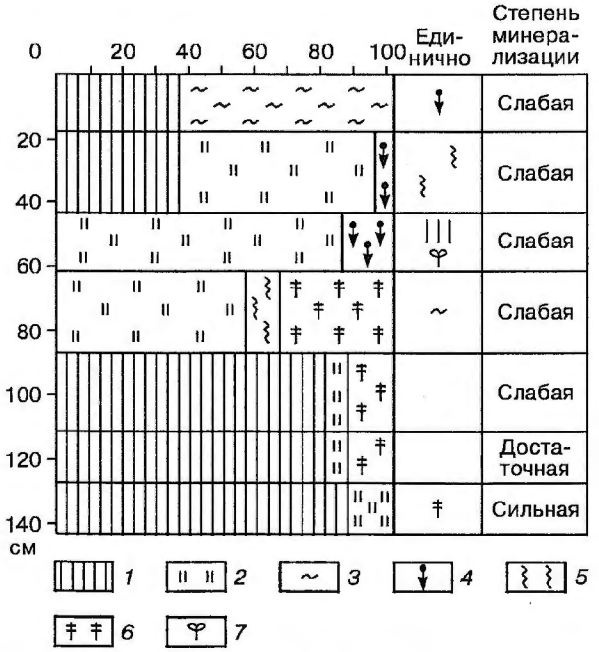


Рис. 10. Ботанический состав торфяной почвы разреза В-6 в % (определен Р. Н. Алексеевой).

1 — древесина; *2* — шейхцерия; *3* — сфагнум; *4* — пушица; *5* — осоки; *6* — хвощ; *7* — вахта.

др., 1985]. Палеомерзлотный генезис понижений и западин на водоразделах средней части Русской равнины подтверждают и многие почвоведы. Наиболее глубоко он изучен и обоснован В. М. Алифановым [*Алифанов, Гугалинская, 1993; Алифанов, 1995*]. Связь межблочных понижений с палеокриогенезом подтверждают и наши данные.

Разрез В-6 (рис. 9) заложен на Максимовском ключевом участке, в центре полузамкнутого понижения диаметром 7 м под сфагновым покровом. Почва — торфяная остаточно-низинная. Обращает внимание сложная граница торфа и подстилающего суглинка. Мощность торфа на левой стенке разреза 60 см, на правой — 120, торфяной клин в центре разреза достигает глубины 145 см. Нижняя часть залежи (рис. 10) представлена древесным низинным сильноминерализованным торфом (ботанический состав определен Р. Н. Алексеевой), средняя — низинным шейхцериевым, который выше сменяется переходным древесно-шейхцериевым и завершается древесно-сфагновым. В составе древесины преобладает береза, в верхней части есть ива и ольха.

Вмещающая минеральная масса неоднородна по составу — от средне- до тяжелосуглинистой, причем пограничный с торфом пропитанный гумусом участок клина отличается наиболее легким составом, а верх — тяжелым. В шейхцериевой части торфа над клином прослеживается вертикальная заиленная трещина. В средней части профиля в торфяную залежь вдается округлое минеральное пятно, в пространстве образующее валик. Его контакт с шейхцериевым торфом представляет смесь ила и торфа, а сам торф имеет косослоистое залегание. Строение пятна и наклонное залегание слоев смежного с ним торфа позволяют сделать вывод об образовании его в результате пучения грунта после или в конце стадии образования шейхцериевого торфа.

На рис. 11 приведен профиль торфяно-подзолисто-глеевой почвы. Разрез В-7 заложен в 60 м от разреза В-6 на периферии плоского, но проточного расширенного понижения вершины холма под сфагновым покровом. Почвообразующая порода — крупнопылеватый покровный суглинок. Мощность торфяной подстилки 17 см. Нижняя половина ее среднеминерализованная, имеет шейхцериево-сфагновый состав. Болотоведами торф такого состава характеризуется как переходный от низинного к верховому. Весь минеральный профиль оглеен. Под подстилкой за-

легает мощный потечно-гумусовый горизонт Ehg, имеющий большое значение для диагностики степени гидроморфизма почв. В средней части профиля выделяется гумусированное пятно пирамидальной формы с основанием шириной 40 см. Через основание проходит субгоризонтальная гумусированная полоса с диффузной верхней и резкой нижней границей. Материал пирамиды отличается от вмещающих горизонтов более тяжелым гранулометрическим составом, повышенными значениями pH и насыщенности почвенного поглощающего комплекса основаниями (см. рис. 11).

Под пирамидальным пятном залегает тяжелосуглинистый горизонт BCg с включениями древесины. На глубине 120 см он сменяется бесструктурным горизонтом Cg мозаичным по составу и окраске. В нем на фоне ржавой супесчаной массы обильны тяжелосуглинистые пятна, среди которых есть прокрашенные гумусом. Одно из таких пятен имеет форму клина с резкими границами. Нижняя граница горизонта корытообразная, извилистая, опускается под пирамиду и гумусовые пятна. В основании горизонта встречен отмерший древесный корень диаметром 3 см, хотя современные гидротермические и физико-химические условия данных почв не допускают развития корней за пределами подстилки. Ниже 150 см легкий, а затем средний суглинок пересечен субвертикальной гумусированной полосой (жилой) шириной 20—25 см, которая посередине разделена вертикальной гумусированной трещиной с заиленными стенками. Жила также как и пирамида, имеет тяжелосуглинистый состав, но содержание ила в ней на 8 % выше, чем в пирамиде.

Будучи согласным с С. В. Губиным [*1997*] в том, что реконструкции истории развития профилей мерзлотных почв в большинстве случаев могут иметь лишь теоретическое значение и, как правило, неоднозначны, с уверенностью отметим приуроченность обоих профилей к местам, связанным с палеокриогенным растрескиванием грунтов. Торфяная почва разреза В-6 замещает ледяной клин, вытаивание которого привело к образованию замкнутой западины и формированию торфяника в ней. Наряду с криогенным растрескиванием образованию западины могло способствовать вытаивание подземных льдов, выщелачивание карбонатов из исходного карбонатного покровного суглинка, а также уплотнение вследствие оглеения. Разрез В-7 сформи-

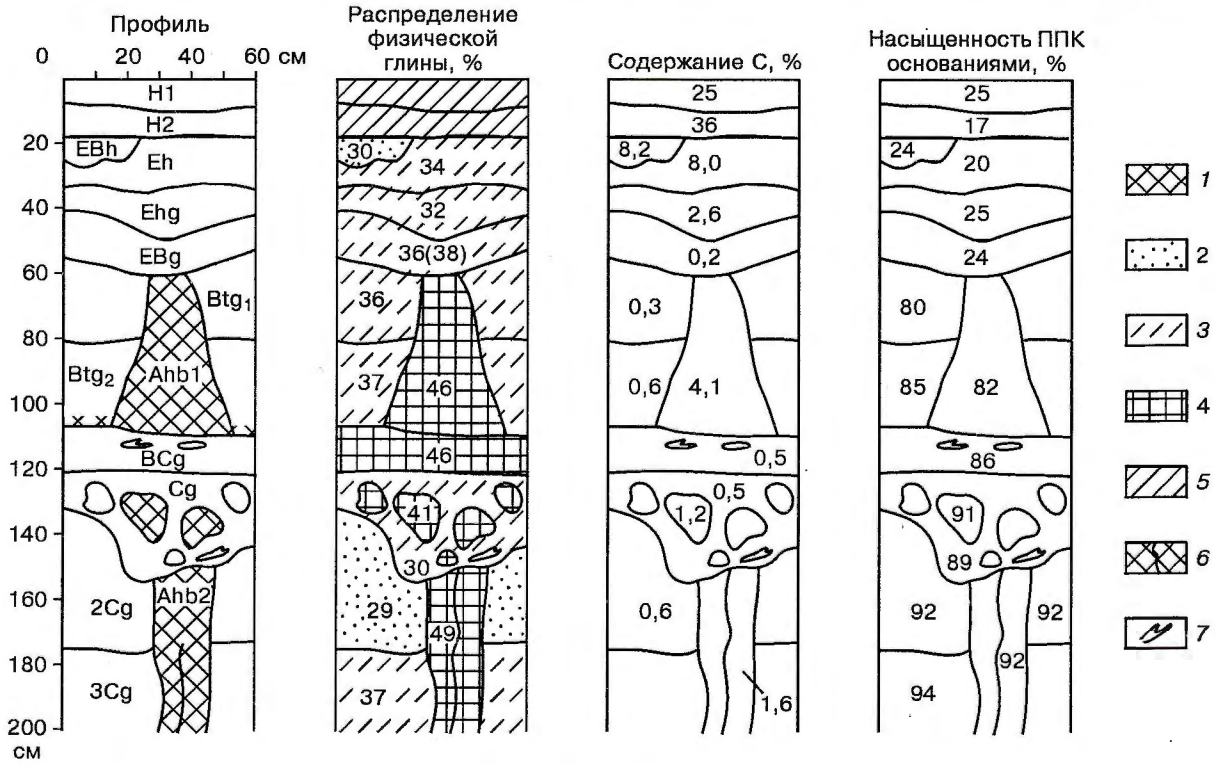


Рис. 11. Торфяно-подзолисто-глеевая почва, разрез В-7.

1 — гумусированные полосы и пятна; *2* — легкий суглинок; *3* — средний суглинок; *4* — тяжелый суглинок; *5* — торф; *6* — вертикальная трещина в гумусированной полосе; *7* — погребенная древесина.

рован над земляной или ледово-земляной жилой, основание которой уходит за пределы 2 м от современной поверхности почвы. Очевидно, образованию жилы предшествовала стадия почвообразования, материалом которой заполнено ее узкое пространство. Замещающий жилу материал темноцветной почвы не имеет признаков оподзоливания. Он отличается наиболее тяжелым по профилю гранулометрическим составом и очень высокой насыщенностью поглощающего комплекса основаниями при невысоком содержании углерода (см. рис. 11). Большая мощность торфа в западине, сильная степень его минерализации в основании так же, как и значительная мощность покровного суглинка над жилой в разрезе В-7 свидетельствуют о доголоценовом возрасте палеопочвы, клина и жилы. Учитывая одинаково крупный масштаб морозобойных процессов, которые привели к образованию жилы и клина, можно предположить, что они одновозрастны. По литературным данным [*Величко, 1965, 1973; Бердников, 1976; Палеогеография Европы, 1982*] развитие полигонально-трещинных систем с размером решетки 20—40 м и более на Русской равнине происходило на завершающей стадии Валдайского оледенения, именуемой Ярославским криогенезом. Считается, что в течение всего голоцена на территории современной средней тайги господствовали хвойные леса, а колебания климата были невелики [*Нейштадт, 1957; Хотинский, 1977; Никифорова, 1982; Александровский, 1983*]. В настоящее время средняя глубина промерзания целинных почв здесь составляет 39 см [*Рубцова, Дерюгина, 1989*], минимальные температуры наблюдаются непосредственно под снегом — в подстилке и не опускаются ниже −4 °С. Современные криогенные процессы в данных почвах морфологически проявляются лишь в формировании горизонта Ehg, в котором накапливаются поступающие из торфяной подстилки по вертикальным и горизонтальным морозобойным трещинам темноокрашенные слабодисперсные гумусовые кислоты.

Заполнение жилы почвенным материалом могло происходить флювиальным и эоловым путем. Этот материал отличается значительно более тяжелым, чем вмещающая порода гранулометрическим составом и наличием древесины на верхнем контакте. Заполнение было прервано рецидивом похолодания, в результате которого верхняя часть горизонта Cg приобрела черты морозной и/или солифлюкционной сортировки: образование гумусированных и негумусированных тяжелосуглинистых пятен, иногда с клиновидным строением, на фоне легкосуглинистой опесчаненной вмещающей массы. Фрагменты сильнокриотурбированной почвы, вероятно, того же возраста обнаружены в почве разреза В-11, расположенного вблизи на микроповышении на глубине 115—125 см [*Путеводитель..., 1997*]. Не исключено, что крайне неоднородный материал этого горизонта представляет собой осыпавшуюся земляную шапку, заполнившую корытообразное понижение над жилой после ее вытаивания.

Залегающий выше тяжелосуглинистый горизонт BCg почвы разреза В-7 не имеет аналогов в профиле по гранулометрическому составу кроме гумусированных пятен и полос. Кроме того, он содержит включения фрагментов древесины при невысоком (0,5 %) содержании углерода в минеральной массе. Данные особенности с учетом положения разреза в проточном понижении позволяют предполагать о намывном происхождении этого горизонта, а с учетом близко расположенного повышения — солифлюкционном. Перекрывающая данный горизонт наклонная гумусированная полоса при аналогичном с ним содержании ила имеет прямую резкую нижнюю границу, которую может иметь также намывной материал, но кроме того и органогенно-глеевые почвы. Все же основным материалом для данной полосы, по-видимому, служили темноцветные насыщенные основаниями почвы микроводоразделов, останцы которых в форме пятен и полос, описаны в разрезах В-10 и В-11 (верхнее пятно), названного выше Путеводителя. Очевидно, что по времени образования им соответствуют размытые и с резкими границами погребенные гумусированные пятна, полосы и клинья в подзолистых и торфянисто-подзолисто-глееватых почвах, найденные в окрестностях Сыктывкара Г. В. Русановой [*1976*] и А. А. Гольевой [*1997*]. Также как и в исследованных нами почвах они чаще имеют вид полос и линз, залегают в одних и тех же горизонтах Bt (обычно на границе горизонта Bt_1 и Bt_2, первый из которых имеет мелкоореховатую структуру и среднесуглинистый состав, второй — плитчато-призматический тяжелосуглинистый) на близких глубинах: от 70 до 110 см, чаще на глубине 80—90 см. Г. В. Русанова отмечает в этих педореликтах темно-коричневую окраску, равномерное прокрашивание гумусом пылевато-глинистой массы, преобладание гуминовых кислот (а в них — второй фракции) и гранулярное микростроение, что, во-первых, указывает на их педогенное происхождение, во-вторых, на принадлежность пятен к гуматно-кальциевым почвам, а также сообщает, что некоторые пятна имеют форму клиньев.

А. А. Гольева [*1997*] подчеркивает, что пятна темно-бурого цвета имеют форму полос и линз с резкими границами. Используя биоморфный метод, она обнаружила здесь обилие обуг-

ленных остатков древесины, трав, коры и пришла к предположению об образовании пятен намывом после мощных пожаров в хвойно-березовых лесах, происходивших в холодные сухие эпохи. Погребенное положение пятен она объясняет следствием флювиальных и солифлюкционных процессов, происходивших позднее. Наряду с ценным заключением о роли пожаров в истории ландшафтов она приводит возраст органического вещества этих полос, который составляет 7520 ± 150 лет.

Так как речь идет об объектах, расположенных на близких глубинах в одних и тех же горизонтах современных почв и, очевидно, одновозрастных, вывод А.А. Гольевой о пирогенном происхождении полос не опровергает выводы Г.В. Русановой (А.А. Гольевой могли быть исследованы пробы, в которых почвенное органическое вещество выгорело), а уточняет дату и ход последующих событий. Следовательно, если датированный материал не был сильно омоложен последующим наложением кислого гумидного почвообразования, что возможно в почвах транзитных ландшафтов [*Чичагова, 1983*], какой является почва А.А. Гольевой, 7520 лет назад на сухих водоразделах современной средней тайги Европейского северо-востока формировались гуматно-кальциевые почвы под травянистыми лесами. В увлажненных проточных понижениях в это время, вероятно, формировались органогенно-глеевые почвы (полоса в разрезе В-7), а в западинах (разрез В-6) откладывался низинный шейхцериевый торф. Позднее, оголенные пожарами, наступившими при иссушении климата, автоморфные почвы были большей частью размыты, переотложены, иногда смешаны с углистым материалом древостоев. Очевидно с этим связано очень высокое содержание углерода (4,1 %) в полосе и пирамидальном пятне разреза В-7, в то время как в автономных почвах оно не превышает 1,2 % [*Русанова, 1976; Путеводитель..., 1997*].

Для восстановления дальнейших событий следует не согласиться с выводом А. А. Гольевой о том, что темноцветные полосы были перекрыты делювиальным и солифлюкционным материалом. Наш разрез В-10 подзолистой почвы [*Путеводитель..., 1997*] был заложен на высшей точке (подтверждено гипсометрической съемкой, см. рис. 8) самого высокого грядового повышения (относительное превышение 1,5 м) самого высокого (абс. высота 170 м) в радиусе 20 км холма, а разрез В-11 всего в 40 м от него на пологом склоне того же повышения. Поэтому латеральный привнос крупнопылеватого среднего суглинка на темноцветные пятна этих почв практически исключен. Следовательно, он имеет эоловое происхождение и более поздний, если верна датировка, среднеголоценовый возраст.

В несомненно латеральной почве разреза В-7 глубина залегания гумусированной полосы составляет в разных концах разреза от 70 до 90 см от минеральной поверхности, что столько же или чуть меньше, чем в разрезах В-10 и В-11, а в латеральной же почве Гольевой на 10—20 см больше. Следовательно, латеральные и солифлюкционные процессы на водоразделах в средне- и позднеголоценовое время не играли большой роли в рельефообразовании. Очевидно, что этот эоловый покровный суглинок, по крайней мере в нижней части, был карбонатным. Даже сейчас при кислой реакции он имеет высокую степень насыщенности поглощающего комплекса основаниями, т. е. еще не оподзоливается, а выщелачивается.

Процесс среднеголоценового литогенеза сопровождался (прерывался?) в сырых и мокрых местах мерзлотным пучением с образованием в профиле В-7 пирамидального гумусированного пятна. Его материалом был материал гумусированной тяжелосуглинистой полосы, вероятно, бывшей более пластичной, чем вмещающая масса, из-за высокого содержания ила, обогащения гумусом и оглеения. На менее увлажненных местах — в торфянисто-подзолисто-глееватых почвах гумусированные пятна криотурбированы, а в глеевато-подзолистых часть их имеет клиновидную форму. В сухих подзолистых почвах признаки мерзлотных деформаций отсутствуют. В соответствии со схемой периодизации голоцена Н. А. Хотинского [*1989*], данными по перигляциальной активности в Северной Америке и Сибири [*Ван Вле-Лану, 1997*] и на северо-востоке Европы [*Никофорова, 1982*] крупные мерзлотные деформации в условиях резкоконтинентального климата и глубокого промерзания в почвах исследуемого района могли происходить в раннем суббореале (4,6—4,2 тыс. лет назад), а также в начале субатлантического периода (около 2,2 тыс. лет назад). Такие данные по морфологии торфяной почвы разреза В-6 как наклонное залегание шейхцериевого торфа сбоку от земляного валика при древесно-шейхцериевом составе и горизонтальной слоистости торфа над валиком указывают на то, что этот валик образовался в результате пучения во время смены влажного климата на более сухой и холодный, а высокое положение в профиле (45—50 см от поверхности) границы шейхцериевого торфа с древесно-шейхцериевым — на относительную молодость этой смены. Для проверки изложенной версии относительно наличия стадии темноцветного почвообразования в голоцене, а также уточнения возраста последней стадии лито- и криоге-

неза необходимо повторение определения абсолютного возраста педореликтов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, бугристо-западинный микрорельеф, образование которого палеогеографами, мерзлотоведами и палеопочвоведами связывается с вытаиванием полигонально-жильных льдов, в начале голоцена имеет широкое распространение на различных по генезису формах рельефа и почвообразующих породах северной и средней тайги. Этот микрорельеф является причиной мелкоконтурности и комплексности почвенного покрова. Хотя наши исследования недостаточны для суждения об исключительной роли палеокриогенеза в формировании межблочных понижений и западин, они подтверждают его участие в генезисе этих форм микрорельефа.

Современные дневные почвы на покровных крупнопылеватых суглинках в пределах 1,5—2-метровой толщи не являются моногенетичными, а суглинки — непрерывно отложенными и исходно однородными. Они в своем развитии, по крайней мере, дважды подвергались крупным криогенным деформациям, по крайней мере раз литогенез этой толщи прерывался темноцветным почвообразованием. Первая фаза криогенеза заключалась в мерзлотном растрескивании с формированием полигонально-жильных льдов, вторая — в мерзлотном пучении сырых и мокрых грунтов (почв) и криотурбациях непереувлажненных. Сначала почвообразующая порода, а затем граница современных горизонтов Bt_1 и Bt_2 экспонировались на дневной поверхности в качестве гумусоаккумулятивных горизонтов нейтрально-щелочных почв. Кроме того, средние части профилей содержат следы пожаров, переотложения, солифлюкции.

Если верно единственное имеющееся определение абсолютного возраста погребенного органического вещества из иллювиальных горизонтов подзолистых почв, следы последней из темноцветных почв относятся к раннеатлантическому периоду голоцена, а последняя фаза субаэрального эолового литогенеза и вторая стадия криогенеза — к суббореальному или к раннесубатлантическому.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 98-04-50012.

Литература

Александровский А. Л. Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. М., Наука, 1983, 152 с.

Алифанов В. М. Палеокриогенез и современное почвообразование. Пущино, ОНТИ ПНЦ РАН, 1995, 318 с.

Алифанов В. М., Гугалинская Л. А. Палеокриогенез и структура почвенного покрова Русской равнины // Структура почвенного покрова. Мат-лы симпозиума 6—11 сентября 1993 г. М., 1993, с. 211—213.

Бердников В. В. Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М., Наука, 1976, 126 с.

Ван Вле-Лану Б. Структурные грунты, педогенез и изменения климата в голоцене // Криопедология'97, II Междунар. конф. Сыктывкар, 5—8 августа 1997, тез. докл., с. 113—114.

Величко А. А. Реликтовая криогенная морфоскульптура Русской равнины // Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 5, с. 43.

Величко А. А. Криогенный рельеф позднеплейстоценовой перигляциальной зоны Восточной Европы // Четвертичный период и его история. М., Наука, 1965, с. 96—112.

Величко А. А. Основные черты криогенеза равнинных территорий Европы в верхнем плейстоцене // II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Якутск, 1973, с. 17—25.

Втюрин Г. М. Структура почвенного покрова таежной зоны европейского Северо-Востока. Л., Наука, 1991, 152 с.

Втюрин Г. М., Певный А. А. Компоненты почвенного покрова средней тайги и их кислотно-основные свойства в зависимости от степени гидроморфизма // Эколого-генетические аспекты почвообразования на Европейском Северо-Востоке. Тр. Коми науч. центра УрО РАН, № 146. Сыктывкар, 1995, с. 18—42.

Гольева А. А. Климат раннего голоцена по данным биоморфного анализа палеореликтов Республики Коми // Криопедология'97, II Международная конференция, Сыктывкар, 5—8 августа 1997, тез. докл., 1997, с. 115.

Губин С. В. Почвенные образования заключительного этапа формирования лессово-ледовых отложений // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике: Мат-лы Междунар. конф., Пущино, 23—26 апреля 1996 г. Новосибирск, Наука, 1997, с. 19—24.

Забоева И. В. Почвы и земельные ресурсы Коми АССР. Сыктывкар, 1975, 344 с.

Нейштадт М. И. История лесов и палеография СССР в голоцене. М., Изд-во АН СССР, 1957, 404 с.

Никифорова Л. Д. Динамика ландшафтных зон голоцена северо-востока европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., Наука, 1982, с. 154—161.

Палеогеография Европы за последние 100 тыс. лет (Атлас — монография). М., Наука, 1982, 156 с.

Попов А. И., Розенбаум Г. Э., Тумель Н. В. Криология. М., Изд-во МГУ, 1985, 239 с.

Пузаченко Ю. Г., Мошкин А. В. Информационно-логический анализ в медико-географических исследованиях. Мед. география. вып. 3. М., ВИНИТИ, 1969, 74 с.

Путеводитель научной почвенной экскурсии. Лесная зона (сезонно-промерзающие почвы) / Отв. ред. И. В. Забоева. Сыктывкар, 1997, 72 с.

Русанова Г. В. Признаки древнего почвообразования в суглинистых подзолистых почвах северо-востока ЕЧС // Генетические особенности и плодородие таежных и тундровых почв. Сыктывкар, Коми филиал АН СССР, 1976, с. 3—11.

Фридланд В. М. Структура почвенного покрова. М., Мысль, 1972, 424 с.

Рубцова М. В., Дерюгина А. А. Промерзание и оттаивание почвы в лесу и на сельскохозяйственных угодьях в таежной зоне европейской территории страны // Почвоведение, 1989, № 2, с. 45—51.

Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. М., Наука, 1977, 199 с.

Хотинский Н. А. Дискуссионные проблемы реконструкции и корреляции палеоклиматов голоцена // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М., Наука, 1989, с. 12—17.

Чичагова О. А. Радиоуглеродное датирование гумуса почв. М., Наука, 1985, 158 с.

Поступила в редакцию
16 сентября 1997 г.

Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с.97—100

УДК 581.526:502.7(571.1)

ВЛИЯНИЕ ПРОКЛАДКИ ГАЗОПРОВОДА НА ГИДРОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ЗАПАДНО-СИБИРСКИХ СЕВЕРО-ТАЕЖНЫХ ПОЧВ

Н. Г. Москаленко

Институт криосферы Земли СО РАН, 117982, Москва, ул. Вавилова, 30/6, к. 85, Россия

Проводились многолетние (1971—1996 гг.) стационарные наблюдения на постоянных площадках, заложенных как в естественных условиях, так и в полосе трассы магистрального газопровода Надым—Пунга. Эти исследования позволили проследить изменения гидротермического режима почв под влиянием прокладки и эксплуатации газопровода.

Характер и степень этих изменений значительно отличаются в различных ландшафтных условиях. Минимальные изменения гидротермического режима почв наблюдаются на плоских некомплексных болотах, растительный покров которых быстро восстанавливается после нарушения. Заметно сильнее меняется гидротермический режим почв на плоскобугристых торфяниках, где после снятия растительного покрова активизируются термокарст и заболачивание. Максимальные изменения гидротермического режима почв отмечаются на залесенных дренированных участках. Например, на залесенных буграх и грядах пучения.

Криолитозона, гидротермический режим почв, почва, растительный покров, криогенные процессы, ландшафт

THE IMPACT OF GASPIPELINE ON THE HYDROTHERMAL REGIME OF WEST SIBERIAN NORTH-TAIGA SOILS

N. G. Moskalenko

Earth Cryoshpere Institute SB RAS, 117982, Moscow, Vavilov street, 30/6, room 85, Russia

The many-year stationary observations (1971—76) were performed on permanent plots, established both in the natural conditions and in the Nadym-Punga gas-pipeline road. These researches allowed to observe the changes in soil hydrothermal regime under the impact of gaspipeline and its exploitation.

The character and degree of these changes considerably differ in various landscapes. Minimum changes in soil hydrothermal regime are seen on flat uncomplex bogs. Vegetation cover of these bogs restors quickly after disturbance. The changes of soil hydrothermal regime are more considerable on flat palsa peatlands. On these peatlands thermokarst and paludification are developed after disturbance. Maximum changes in soil hydrothermal regime occur on drained sites with forest, for example on palsas with forest.

Cryolithozone, soil hydrothermal regime, soil, vegetation cover, cryogenic processes, landscape

ВВЕДЕНИЕ

Многолетние исследования гидротермического режима почв на трассах газопроводов Западной Сибири практически не проводились. В отдельных работах [*Ливеровский и др., 1980; Мандаров, Скрябин, 1979; Павлов, 1980 и др.*] приводятся только данные кратковременных наблюдений. В связи с этим значительный интерес представляют материалы наших стационарных наблюдений на постоянных площадках, заложенных как в естественных условиях, так и в полосе трассы магистрального газопровода Надым—Пунга. Эти исследования позволили проследить изменения гидротермического режима почв под влиянием прокладки и эксплуатации газопровода.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

До прокладки газопровода в 1970 г. проводилось ландшафтное и геокриологическое картографирование намеченной полосы трассы. Составленные карты послужили основой для выбора после расчистки трассы в 1971 г. мест расположения постоянных площадок и профилей. После прокладки газопровода в 1972 г. были начаты наблюдения на площадках (рис. 1), включавшие ежедневные 4-срочные измерения

© Н. Г. Москаленко, 1999

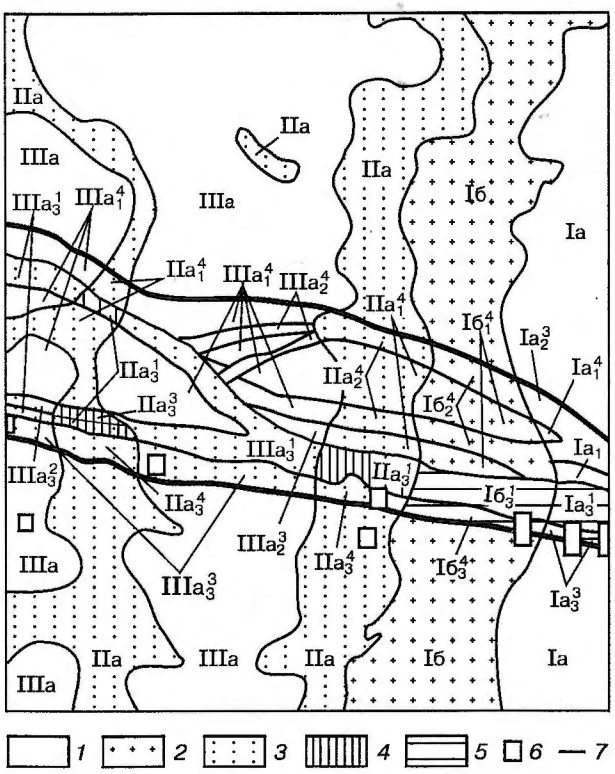


Рис. 1. Карта-схема естественных и нарушенных геосистем.

Естественные геосистемы: лесные (I): а — мелкокочковатые березово-сосновые бруснично-зеленомошно-лишайниковые на торфянисто-подзолистых песчаных почвах; б — кочковатые лиственничные багульниково-сфагновые на торфяно-глеевых песчаных почвах; болотные (II): а — кочковатые травяно-моховые на торфяно-болотных почвах; тундровые (III): а — крупнобугристые морошково-багульниково-мохово-лишайниковые на торфяных почвах. Iа$_3^1$, IIа$_1$ и др. — индексы нарушенных геосистем, где нижний индекс обозначает вид техногенного нарушения: 1 — частичное уничтожение растительности в результате разового проезда гусеничного транспорта; 2 — уничтожение большей части растительного покрова, нарушение микрорельефа под влиянием многократного проезда гусеничного транспорта; 3 — снятие растительности, нарушение микрорельефа, удаление торфянистого горизонта мощностью 0,1—0,2 м в результате расчистки участка бульдозером. Верхний индекс — степень покрытия поверхности почвы вторичной растительностью: 1 — менее 25 %, 2 — 25—50 %, 3 — 50—75 %, 4 — более 75 %.
Среднелетние температуры почвы на глубине 0,2 м в °С: *1* — 5—6, *2* — 8—9, *3* — 9—10, *4* — 10—11, *5* — 12—13; *6* — стационарные площадки; *7* — граница нарушенной зоны.

температуры воздуха, поверхности почвы, температуры почвы по глубинам, влажности воздуха, атмосферного давления, облачности, количества осадков, скорости и направления ветра, суммарной и отраженной радиации [*Методические..., 1976*]. На площадках и профилях выполнялись ежедекадные определения мощности и влажности сезонноталого слоя. В зимний период велись измерения мощности и плотности снежного покрова, температуры почвы и пород в скважинах. Эти наблюдения продолжались до 1984 г. Позднее проводились ежегодные в конце летнего сезона определения мощности и влажности сезонноталого слоя и температуры почв и пород в скважинах, выполняющиеся по настоящее время. Наблюдения выполнялись на площадках, выбранных в разных природных геосистемах. В каждой природной геосистеме располагались две площадки. Одна из них находилась в естественных условиях, а другая — в полосе трассы газопровода. В пределах трассы был почти полностью снят растительный покров и верхний торфянистый горизонт мощностью до 20 см, а также нарушен микрорельеф.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ данных, полученных на постоянных площадках, показал, что характер и степень изменений гидротермического режима почв на трассе газопровода значительно отличаются в различных ландшафтных условиях. Минимальные изменения гидротермического режима почв наблюдаются на плоских некомплексных пушицево-осоково-сфагновых болотах, растительный покров которых быстро восстанавливается после нарушения. На этих болотах в полосе трассы альбедо поверхности в летний период уменьшилось с 0,16 до 0,07 [*Москаленко, Шур, 1973*] вследствие увеличения обводненности и частичного обнажения торфа. В связи с этим среднелетние температуры верхних горизонтов почвы (0,1—0,2 м) на нарушенных болотах повысились на 1—2 °С (рис. 2).

Перераспределение снега, вызванное сооружением газопровода, привело к увеличению его мощности на нарушенной площадке, примыкающей к трубе. Поэтому температуры почвы на нарушенном болоте в зимний период в верхнем полуметровом слое были выше, чем в естественных условиях на 0,4—0,8°. Среднегодовые температуры почв на нарушенном болоте также немного повысились.

Заметно сильнее меняется гидротермический режим почв на комплексных плоскобугристых кустарничково-сфагново-лишайниковых болотах, на которых после снятия растительного покрова активизируются термокарст и заболачивание. На плоскобугристых болотах удаление растительности и разрушение кочковатого микрорельефа при сохранении целостности торфа привели к повышению температуры почвы на глубинах 0,1—0,2 м в середине летнего периода на 3—4°. В зимний период повышение температуры почвы составляло 1°. Среднегодовые темпе-

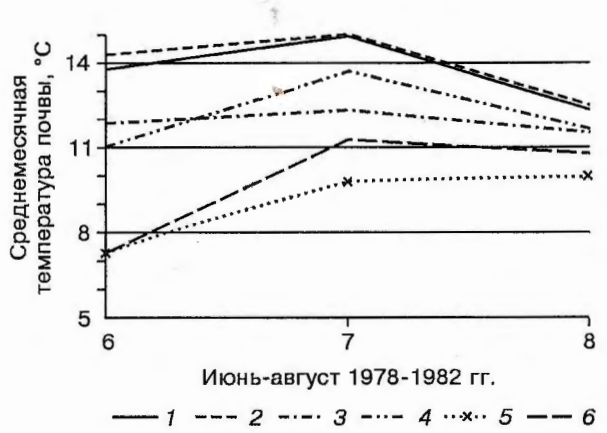


Рис. 2. Скользящие 5-летние средние температуры почвы заболоченнной полосы стока.

1 — естественная поверхность, *2* — нарушенная поверхность, *3* — на глубине 10 см в естественных условиях, *4* — на глубине 10 см в нарушенных условиях, *5* — на глубине 20 см в естественных условиях, *6* — на глубине 20 см в нарушенных условиях.

ратуры почвы на нарушенном плоскобугристом болоте также повысились.

В первые годы после завершения строительства на плоскобугристом болоте под влиянием снятия растительности влажность верхних слоев почвы уменьшилась. Но в дальнейшем по мере развития травяно-мохового покрова различия во влажности почвы между естественной и нарушенной площадками стали меньше.

На буграх и грядах пучения, сложенных с поверхности торфом и до нарушения покрытых кедровыми кустарничково-лишайниково-сфагновыми рединами, после снятия растительного покрова и обнажения торфа, альбедо поверхности понизилось и повысились температуры поверхности и верхних слоев почвы в летний период. Повышение среднелетних температур почвы на глубине 0,2 м составило на нарушенной площадке 3,6°. Повышение зимних температур было небольшим (0,5°).

На нарушенной площадке бугра наблюдалось иссушение верхних слоев оголенного торфа. Влажность торфа и подстилающих его песков на нарушенном бугре в течение всего периода наблюдений была ниже, чем в естественных условиях.

На плоских заболоченных участках, ранее покрытых лиственничными кустарничково-сфагновыми рединами, после уничтожения растительности и обнажения на поверхности торфа также отмечалось уменьшение альбедо подстилающей поверхности и повышение температур почв: на глубине 0,2 м оно составило 4,5°. В зимний период на нарушенных плоских заболоченных участках в условиях сохранившегося избыточного увлажнения и практически не изменившейся мощности снежного покрова температуры почвы почти не изменились.

Вследствие срезки кочек и бугорков и удаления мозаичного растительного покрова на нарушенной площадке заболоченного участка уменьшился разброс значений запасов влаги в первые годы после освоения. В дальнейшем в связи с быстрым восстановлением травяно-мохового покрова, отличавшегося пестрым видовым составом, разброс значений запасов влаги вновь увеличился.

Максимальные изменения гидротермического режима почв отмечаются на залесенных дренированных участках. Например, на залесенных буграх и грядах пучения, сложенных с поверхности песками, подстилаемыми сильнольдистыми суглинками. Среднелетние температуры верхних горизонтов почвы на буграх и грядах после вырубки древостоя, снятия кустарничкового и лишайникового покровов повысились на 5—6°, а запасы влаги в почве уменьшились в 2 раза. Изменение температуры почв в зимний период определяется мощностью снега. На вершинах бугров, где снег сдувается, отмечается понижение температуры. Напротив, в просадках на буграх с повышенной мощностью снега зимние температуры повысились. В просадках, образовавшихся на буграх, возникли озерки, площадь которых в последние годы все время увеличивается.

Изменения температурного режима почв на слабонаклонных дренированных участках, сложенных песками и ранее покрытых березово-сосновыми кустарничково-лишайниковыми редколесьями, еще больше, чем на залесенных буграх. Уничтожение лесной растительности на слабонаклонных участках привело к увеличению притока солнечной энергии к поверхности почвы и повышению среднелетней температуры почвы на глубине 0,2 м на 6—7° (рис. 3). Наибольшие разности температур между нарушенной и естественными площадками наблюдались в середине летнего сезона, а к концу его различия сглаживались. На нарушенной площадке, на которой торфянистый горизонт был снят, изменения температуры по глубине ближе к линейному, чем на естественной площадке. В зимний период температуры почвы на нарушенной площадке в связи с уменьшением мощности снега понизились (на 1°).

В летний сезон влажность оголенных песков на нарушенной площадке по сравнению с естественными условиями уменьшилась. Измененился характер распределения влаги по глубине. На

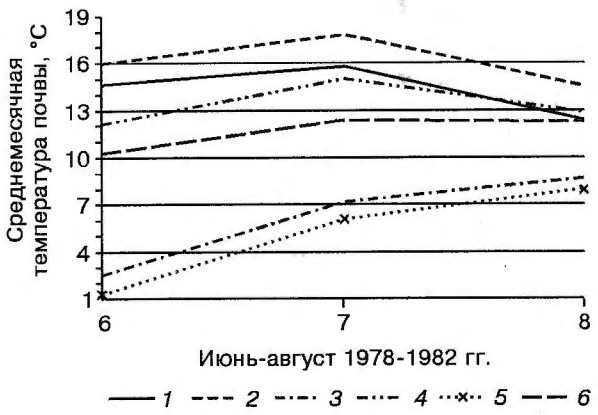


Рис. 3. Скользящие 5-летние средние температуры почвы залесенного участка.

Усл. обозн. см. на рис. 1.

нарушенной площадке отмечено заметное уменьшение запасов влаги с глубиной, обусловленное удалением растительности. В естественных условиях распределение влаги по глубине более равномерное, хотя в годы с небольшим количеством осадков тоже наблюдается уменьшение запасов влаги до глубины 0,6 м и возрастание их в нижележащих слоях.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования показали, что уничтожение растительного покрова, нарушение микрорельефа и верхних почвенных горизонтов в полосе трассы газопровода сопровождается повышением температуры почвы, разным в различных геосистемах.

Наибольшее повышение температур почвы и уменьшение влажности отмечено на хорошо дренированных залесенных участках, сложенных песчаными отложениями, со сплошным по площади лишайниковым покровом и торфянистым горизонтом толщиной 0,1—0,15 м.

Наименьшее повышение температуры почвы наблюдается на некомплексных болотах, обводненность которых в процессе освоения обычно увеличивается.

Литература

Ливеровский Ю. А., Попов А. И., Смирнов В. В. Рекультивация нарушенных в результате деятельности человека природных ландшафтов // Охрана окружающей среды при освоении области многолетнемерзлых пород. М., Наука, 1980, с. 111—115.

Мандаров А. А., Скрябин П. Н. Теплопроводность естественных и нарушенных грунтов на севере Западной Сибири // Техногенные ландшафты Севера и их рекультивация. Новосибирск, Наука, 1979, с. 153—158.

Методические рекомендации по прогнозу изменений инженерно-геокриологических условий и развития криогенных процессов при линейном строительстве в северотаежной зоне Западной Сибири / Под ред. С. Е. Гречищева. М., ВСЕГИНГЕО, 1976, 47 с.

Москаленко Н. Г., Шур Ю. Л. Альбедо некоторых типичных естественных и нарушенных покровов севера Западной Сибири // Тр. ВСЕГИНГЕО, М., 1973, вып. 62, с. 123—130.

Павлов А. В. Расчет и регулирование мерзлотного режима почвы. Новосибирск, Наука, 1980, 240 с.

Поступила в редакцию
16 сентября 1997 г.

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 101—102

ХРОНИКА

Гаврилова Мария Кузьминична
(*к 70-летию со дня рождения*)

Гаврилова Мария Кузьминична родилась 7 декабря 1928 г. в Якутске в семье служащих. В 1947 г. она с золотой медалью окончила среднюю школу № 2 Якутска, в 1954 г. — с отличием географический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, а в 1958 г. — аспирантуру при Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова в г. Ленинграде. Ученая степень кандидата географических наук была присвоена ей в 1960 г., а ученая степень доктора географических наук в 1985 г.

М. К. Гаврилова — признанный в стране и за рубежом специалист по климату холодных регионов Земли, по тепловому и водному балансу, по микроклимату естественных и антропогенных ландшафтов Севера, по связи климата и многолетнего промерзания пород. С 1958 по 1994 гг. она работала в Институте мерзлотоведения СО РАН, где продолжает работать по совместительству и ныне в должности главного научного сотрудника. С 1994 г. М. К. Гаврилова главный ученый секретарь Академии наук РС(Я). Она проводит огромную работу по становлению и развитию этой организации, интеграционному укреплению науки в республике, расширению ее российских и международных связей.

С 1991 г. М. К. Гаврилова — член-корреспондент, с 1997 г. — действительный член Российской академии естественных наук, с 1993 г. — академик Академии наук Республики Саха (Якутия). Она профессор Якутского государственного университета. М. К. Гаврилова подготовила 3-х кандидатов и 1 доктора, имеет 2-х аспирантов. Постоянный член ГЭК ЯГУ по специальности „География“ и неоднократный ее председатель.

М. К. Гаврилова одна из первых в Сибири осуществила полные микроклиматические и теплобалансовые наблюдения в различных физико-географических районах. Она организовала 10 круглогодичных и более 40 сезонных стационаров в Западной, Восточной и Южной Сибири, на Дальнем Востоке России и в Монголии. Анализ количественного материала позволил ей типизировать связи климата и многолетнего промерзания пород. Сейчас она работает над проблемой глобального потепления климата и изменений

природной среды, а также над проблемой климато-экономического районирования Севера.

М. К. Гаврилова опубликовала на русском, английском и монгольском языках более 170 научных работ, 12 монографий (из них 5 в соавторстве). Наиболее крупные монографии: „Климат Центральной Якутии“ (1960, 1973), „Радиационный климат Арктики“ (1963 на русском, 1966 на английском), „Климат и многолетнее промерзание горных пород“ (1978), „Климат холодных регионов Земли“ — учебное пособие (1998). Монография „Современный климат и вечная мерзлота на континентах“ (1981) отмечена золотой медалью им. Ф. П. Литке Географического общества СССР.

М.К. Гаврилова неоднократно выступала с докладами в Индии, Канаде, Китае, Японии и др. странах. В качестве советского специалиста она работала в Японии и в Монголии.

М. К.Гаврилова — эксперт Всемирной метеорологической организации по проблеме *„Климат и криосфера“*. Она участвовала в подготовке раздела доклада *„Глобальные изменения климата и его последствия“* на Генеральной ассамблее ООН и дважды избиралась членом рабочей группы *„Глобальные изменения климата и вечная мерзлота“* Международной ассоциации по мерзлотоведению: она подготовила к печати 10 статей российских авторов в международные издания.

В 1986 г. (в год 250-летия гибели в далекой арктической Якутии русских полярных исследователей—братьев М. и В. Прончищевых, с. Усть-Оленек) М. К. Гаврилова была инициатором создания им памятного мемориала.

В настоящее время М. К. Гаврилова председатель Якутского отделения Российской академии естественных наук, зам. председателя Якутского филиала Русского географического общества, член двух советов по защите диссертаций, член президиума АН РС(Я) и ЯНЦ СО РАН, член Бюро Объединенного научного совета РАН по криологии Земли, член редколлегии журнала „Криосфера Земли“, активист движения „Женщина в науке“ и др. Она неоднократно избиралась заседателем Якутского городского суда, членом ОК и ЦК профсоюза работников просвещения, высшей школы и научных учреждений, депутатом горсовета, председателем ЯФ Географического общества СССР, членом Общественно-консультативного совета при Президенте РС(Я) и др.

Научная, административная, общественная деятельность Марии Кузьминичны высоко оценена Правительством СССР и России. Ей присвоены звания Почетный работник гидрометеослужбы России (1995), Почетный член Русского географического общества (1995). Она действительный член Академии Северного Форума (1996) и Нью-Йоркской академии наук (1998). М.К. Гаврилова — Заслуженный деятель науки РС(Я) (1985), Заслуженный деятель науки РФ (1997). Она награждена 5 медалями СССР, 2 Почетными грамотами Верховного Совета ЯАССР. За заслуги в развитии науки в России РАЕН она награждена медалью им. П.Л. Капицы, а в Монгольской Народной Республике — медалью „Эрдем“ (Знание).

Редколлегия