

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.34:551.8(571.651)

АЛАСНЫЙ И ЛЕДОВЫЙ КОМПЛЕКСЫ ОТЛОЖЕНИЙ  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ  
(побережье Восточно-Сибирского моря)

А.Н. Котов

*Научно-исследовательский центр „Чукотка“ ДВО РАН, 686710, Анадырь, ул. Энергетиков, 15, Россия*

По криогенному строению, залеганию и составу аласного и ледового комплексов изученных отложений выделены четыре криогенных горизонта, которые отражают два цикла изменения обстановок криолитогеनेза, связанные с флуктуациями климата. По растительным остаткам из трех нижних криогенных горизонтов была получена серия запредельных радиоуглеродных датировок абсолютного возраста. Формирование верхней пачки озерно-аласных отложений относится к раннему голоцену:  $8400 \pm 90$  (МАГ-1482),  $8520 \pm 50$  (МАГ-1484) и  $8570 \pm 30$  (МАГ-1483) лет назад. Водные вытяжки из отложений свидетельствуют о некоторых изменениях гидрохимической обстановки как в процессе формирования ледового комплекса пород, так и существенной трансформации состава и содержания водорастворимых солей при таберировании. Изотопно-кислородный состав плейстоценовых повторно-жильных льдов ( $\delta^{18}\text{O}$  изменяется от  $-32,8$  до  $-29,6$  ‰) легче, чем голоценовых и современных ( $\delta^{18}\text{O}$  от  $-24,4$  до  $-21,6$  ‰), что отражает более суровые климатические условия времени формирования ледового комплекса пород.

*Аласный и ледовый комплексы отложений, обстановки криолитогеनेза, флуктуации климата, изотопно-кислородный состав повторно-жильных льдов*

ALASS AND ICE COMPLEXES OF SEDIMENTS OF NORTH WESTERN CHUKOTKA  
(Coastal zone of West Siberian Sea)

A.N.Kotov

*Research Center Chukotka, FED RAS, 686710, Anadyr, Energeticov st. 15, Russia*

Investigation of the structure, burial depth, and composition of alass and ice complexes of studied sediments has revealed four cryogenic horizons which reflect two cycles of changes in the conditions of cryolithogenesis associated with climatic fluctuations. Radiocarbon dating of plant remains from three lower cryogenic horizons yielded values falling outside the typical range. Formation of the upper pack of lake-lass sediments dates back to the Early Holocene:  $8400 \pm 90$  (MAG-1482),  $8520 \pm 50$  (MAG-1484), and  $8570 \pm 30$  (MAG-1483) years ago. Water extracts from sediments point to certain changes in the hydrochemical conditions both in the formation of ice complex of grounds and in substantial modification of composition and contents of water-soluble salts during taberation. The oxygen isotopic composition of Pleistocenic repeated-wedge ice ( $\delta^{18}\text{O}$  varies from  $-32,8$  to  $-29,6$  ‰) is lighter than that of Holocenic and modern ones ( $\delta^{18}\text{O}$ , from  $-24,4$  до  $-21,6$  ‰). This reflects harsher climatic conditions during formation of the ice complex of grounds.

*Alass and ice complexes, conditions of cryolithogenesis, climatic fluctuations, oxygen isotopic composition of repeated-wedge ice*

ВВЕДЕНИЕ

Криолитологические исследования проводились на побережье Восточно-Сибирского моря в 15 км западнее устья р. Раучуа. Естественным обнажением протяженностью более 6 км вскрыто два едомных останца (ледовый комплекс) высотой до 54 м и три термокарстовых понижения

(аласный комплекс) высотой 18—19 м (рис.1). Обнаженность на изученном участке побережья неравномерная. Строение аласного комплекса пород прослеживается на всю мощность в практически вертикальных стенках береговых обрывов. Ледовый комплекс вскрывается фрагментарно

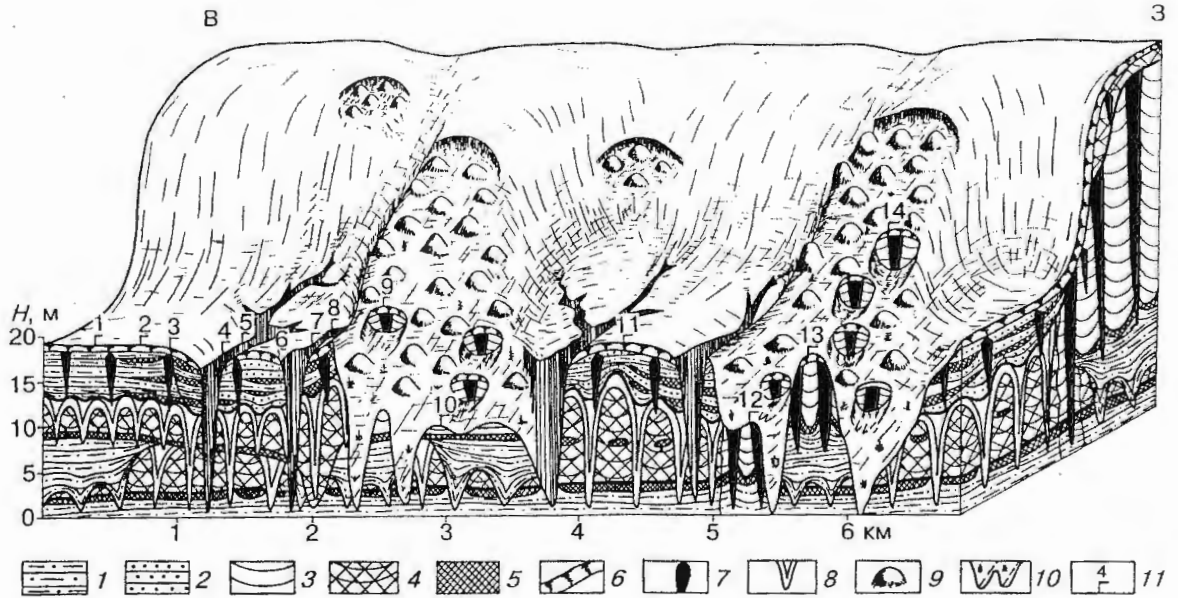


Рис. 1. Блок-диаграмма криолито-логического строения аласного и ледового комплексов пород Усть-Раучанского обнажения.

1 — озерные супеси зеленовато-серые, 2 — озерные пески зеленовато-серые, 3 — супеси ледового комплекса серые и коричневатые, 4 — таберальные супеси землисто-серые, 5 — торф, 6 — почвенно-растительный слой, 7 — ПЖЛ, 8 — псевдоморфозы по ПЖЛ, 9 — байджерахи, 10 — оплывины, 11 — расчистка и ее номер.

но отдельными термокарстовыми цирками, расположенными на разных высотах.

Характерной чертой строения любого аласного комплекса отложений является его многоярусность [Катасонов, 1983; Котов, 1986; Котов и др., 1989]. Это обусловлено, с одной стороны, уплотнением пород ледового комплекса при протаивании и формированием таберальных образований (нижний ярус) с псевдоморфозами по повторно-жильным льдам (ПЖЛ), и с другой, собственно осадконакоплением в озерной и аласной котловинах (верхний ярус). Термин таберальные (от лат. *taber* — таять) отложения был предложен Л.М. Демидюк [Демидюк и др., 1963]. Позднее он широко стал применяться к породам, особенности состава и строения которых определяются локальным протаиванием мерзлых толщ [Каплина, 1987; Котов, 1988; Котов и др., 1989]. В изученном обнажении по криолито-логическому строению выделяются три типа разрезов аласного комплекса пород, различия между которыми связаны в основном со своеобразием криогенного строения отложений, подвергавшихся протаиванию.

### КРИОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ АЛАСНОГО КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ

В основании ледового и аласного комплексов пород залегают светло-серые, белесые супеси

мощностью от 2,0 до 4,5 м. Они венчаются маркирующим слоем торфа и оторфованной супеси толщиной от 0,2 до 0,5 м, прослеживающимся по латерали на всю длину обнажения (см. рис. 1). Криогенная текстура супесей изменяется от косослоистой до неполносетчатой с толщиной шпиров льда от 1—3 мм до 1—2 см и расстоянием между ними до 10—15 см.

К первому типу аласного комплекса отложений отнесены разрезы, в нижней части которых прослеживаются озерные толщи (см. рис. 1, расчистки 1, 2 и 10). В таких разрезах выше подстилающих пород и нижнего маркирующего слоя торфа залегают таберальные образования мощностью от 0,5 до 3—4 м, перекрытые озерными супесями. Граница между пачкой озерных отложений и таберальными образованиями неровная по простиранию и осложнена псевдоморфозами по ПЖЛ типа структур облекания [Романовский, 1958]. Нижние концы псевдоморфоз внедрены в подстилающие слои на 1,0—2,0 м. Расстояние между ними составляет 10—12 м.

Таберальные образования представлены супесями землисто-серого, реже коричневатого цвета с неясной, „перемятой“ слоистостью, обусловленной не особенностями состава, а цветом осадков. Криогенная текстура их косослоистая, реже косая неполносетчатая с толщиной шпиров от волосовидных до 1,0—1,5 см. Расстояние меж-

ду ледяными шлирами изменяется от 3—5 до 15—20 см.

Озерные отложения прослеживаются до высоты 8,5—8,7 м над урезом моря. Они представлены светло-серыми супесями с субгоризонтальной, практически ленточной слоистостью, подчеркнутой мелким намывным растительным детритом и скоплениями по напластованию веток и стволов кустарника диаметром до 5—7 см. Основная масса растительных остатков приурочена к псевдоморфозам по ПЖЛ. На высоте 7,5 м в озерных отложениях встречен ствол белоствольной березы диаметром 10—15 см с хорошо сохранившейся корой, без видимых следов водной обработки его при транспортировке. В нижней части разреза слоистость озерных отложений повторяет контуры псевдоморфоз по ПЖЛ, образуя структуры облекания шириной до 5—8 м. Выше по разрезу она постепенно выравнивается, и с высоты 6—7 м слоистость становится практически горизонтальной.

Криогенная текстура озерных супесей преимущественно массивная с редкими субгоризонтальными шлирами льда толщиной 1—2 мм и субвертикальными — толщиной до 5—10 мм. В верхней части разреза наблюдается сгущение как субгоризонтальных, так и субвертикальных ледяных шлиров.

Озерная пачка отложений перекрыта слоем слаборазложившегося торфа и оторфованной супесями мощностью 0,4—0,8 м. Криогенная текстура в этом слое неполносетчатая с преобладанием субгоризонтальных шлиров льда толщиной до 10 мм. В торфе прослеживается прослой белого вулканического пепла толщиной до 5—10 см. В химическом составе пепла содержание  $\text{SiO}_2$  составляет 73,67%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 13,62 и  $\text{Na}_2\text{O}$  — 4,07 %, т. е. это типичные кислые пеплы, значительно отличающиеся по составу от пеплов в аналогичных отложениях долины р. Майн, где содержание  $\text{SiO}_2$  не превышает 64—66% [Котов и др., 1989]. Это вторая находка пеплов в позднплейстоценовых отложениях ледового комплекса на Чукотке. В Якутии прослой пеплов в этих породах исследователями не отмечались, хотя на Аляске включения пеплов распространены достаточно широко [Pewe, 1975].

Выше слоя торфа с высоты 9,0—9,5 м прослеживается пачка таберальных образований мощностью 4,5—5,0 м с псевдоморфозами по ПЖЛ. Нижние концы псевдоморфоз внедрены в подстилающие озерные отложения на глубину 2—3 м. Вертикальная протяженность псевдоморфоз по ПЖЛ составляет 6—7 м, расстояние между ними колеблется от 6 до 10 м. Псевдоморфозы весьма разнообразны по своей морфологии и составу выполняющих их отложений. В районе расчисток 1 и 2 (см. рис.1) псевдоморфозы не имеют четких границ с вмещающими табераль-

ными образованиями. Последние принимают активное участие в заполнении псевдоморфоз, образуя зону пластических деформаций шириной до 5—6 м. В верхней части псевдоморфоз отмечаются многочисленные включения веток и стволов кустарников диаметром от 1 до 5—7 см. Перекрывающие отложения участия в заполнении псевдоморфоз практически не принимают. Такое строение структур, образовавшихся на месте ледяных жил, свидетельствует об опережающем протаивании грунтовых блоков под термокарстовым озером в процессе формирования аласного комплекса пород [Котов, 1986].

Таберальные образования представлены супесями землисто-серого и коричневатого цвета с отдельными пятнами ожелезнения, без видимой литологической слоистости. Криогенная текстура их горизонтально- и косослоистая, местами переходящая в косую неполносетчатую с толщиной шлиров льда от 1—2 до 10 мм и расстоянием между ними до 30 см.

Венчается разрез пачкой озерных и аласных отложений мощностью 4,5—5,0 м. Граница с подстилающими таберальными образованиями четкая и фиксируется по изменению слоистости и цвета пород. Озерные отложения представлены супесями серого, зеленовато-серого цвета с пятнами ожелезнения, четкой субгоризонтальной слоистостью, обусловленной изменением дисперсности и мелким намывным растительным детритом. По напластованию отмечаются также скопления веток кустарников диаметром до 2—3 см. В нижней части озерной толщи наблюдаются многочисленные новообразования вивианита. Содержание вивианита достигает такой величины, что отдельные прослой приобретают ярко-голубой цвет.

Криогенная текстура озерных отложений в нижней части разреза слоистая с толщиной шлиров льда от волосовидных до 5 мм и расстоянием между ними от 5 до 20—30 см. Как правило, они приурочены к более дисперсным прослоям. Вверх по разрезу наблюдается увеличение льдистости. Криотекстура переходит в неполносетчатую с толщиной шлиров льда до 10 мм и расстоянием между субгоризонтальными шлирами 0,5—3,0 см, а субвертикальными — от 5 до 10—15 см. В криогенном строении этой пачки отложений прослеживаются эпигенетические ПЖЛ шириной по верху до 2—3 м и вертикальной протяженностью до 5—6 м. Жилы начинаются на глубине 0,4—0,5 м от поверхности, то есть непосредственно ниже сезонного слоя. На момент наблюдений (июль) оттайка составляла всего 0,2 м, и в верхней части структур наблюдались элементарные жилки льда шириной 1—2 см, на продолжении которых имелись зияющие морозобойные трещины шириной 2—3 см. Это свидетельствует о том, что ПЖЛ продолжают

активно расти в настоящее время. Размеры полигональной сети ПЖЛ составляют 12—15 м.

Многоярусность аласного комплекса отложений нашла отражение в изменении по разрезу их гранулометрического состава. Средневзвешенный диаметр частиц подстилающих отложений колеблется от 0,021 до 0,034 мм, сортировка дисперсного материала относительно хорошая ( $S = 0,230—0,360$ ). Коэффициент сортировки подсчитывался по способу, основанному на энтропии закона распределения, разработанного К.Шеппом [Симонов, 1971]. При переходе к нижней пачке озерных супесей происходит увеличение средневзвешенного диаметра частиц до 0,028—0,048 мм и коэффициента сортировки дисперсного материала ( $S = 0,315—0,553$ ). Средневзвешенный диаметр частиц таберальных образований колеблется от 0,024 до 0,036 мм, сортировка дисперсного материала значительно ниже, чем у подстилающих озерных отложений ( $S = 0,195—0,344$ ). В верхней пачке озерных отложений вновь прослеживается общая тенденция увеличения средневзвешенного диаметра частиц, хотя он и изменяется в тех же пределах от 0,024 до 0,038 мм. Сортировка ( $S = 0,205—0,405$ ) несколько лучше, чем у таберальных образований, но уступает нижней пачке озерных отложений.

В изменении гранулометрического состава по разрезам озерных отложений, в отличие от таберальных образований, прослеживается вполне определенная закономерность. Снизу вверх происходит увеличение средневзвешенного диаметра частиц и коэффициента сортировки, а затем их уменьшение в верхней части разрезов. Такое распределение дисперсности и сортировки материала является типичным для термокарстовых озер и отражает три стадии озерного осадконакопления: зарождение и развитие термокарста с местным перераспределением осадков; активное термоабразионное разрушение берегов и переотложение пород ледового комплекса; затухание термокарста, спуск озера, зарастание и промерзание озерной котловины.

Содержание и состав водорастворимых солей (ВРС) по рассмотренному разрезу достаточно выдержано, за исключением подстилающих слоев. Для последних характерен хлоридный натриевый химический состав водных вытяжек. Общее содержание ВРС достигает 0,127% на 100 г сухого грунта. Реакция среды нейтральная ( $pH = 6,7$ ). Выше по разрезу содержание ВРС сокращается до 0,030—0,050%. Химический состав водных вытяжек становится гидрокарбонатным. В катионном составе доминирования какого-либо катиона не наблюдается. Реакция среды в нижней пачке озерных отложений нейтральная ( $pH = 6,6—7,1$ ), выше переходит в слабокислую ( $pH = 5,6—6,6$ ). По изменению водородного по-

казателя выделяется переход от нижней озерной пачки к таберальным образованиям и от последних к верхним озерным отложениям.

Второй тип разрезов аласного комплекса пород отличается от вышеописанного отсутствием нижней толщи озерных отложений. Выше подстилающих слоев и нижнего маркирующего слоя торфа прослеживаются две пачки таберальных образований, разделенных на высоте 8,0—8,5 м слоем торфа толщиной до 0,5 м (см. рис. 1, расчистки 3 и 6). Этот слой является маркирующим, поскольку он продолжает слой торфа, перекрывающий нижнюю пачку озерных отложений в разрезах аласного комплекса первого типа. Прослой белого вулканического пепла толщиной от 2—3 до 10 см, который также следует признать маркирующим, располагается в нижней пачке таберальных образований в 30—50 см ниже слоя торфа.

Каждой пачке таберальных образований присуща своя независимая система псевдоморфоз по ПЖЛ, которые образуют два яруса, различающиеся строением структур и расстоянием между ними. Псевдоморфозы по ПЖЛ в нижней пачке таберальных образований вблизи участков распространения озерных толщ в основании разреза представлены клиновидными и котлообразными структурами шириной до 4—5 м, выполненными слоистыми осадками с многочисленными включениями остатков кустарников диаметром до 3—4 см. Слоистость повторяет контуры псевдоморфоз, граница с вмещающими таберальными образованиями четкая, последние участия в заполнении псевдоморфоз практически не принимают. В отложениях, выполняющих эти структуры, наблюдаются скопления остатков малакофауны. Предварительные определения, выполненные В.Л.Самохваловым (НИЦ „Чукотка“), показали, что ископаемые моллюски представлены преимущественно семейством *Pisidiidae*. Встречены также единичные экземпляры семейства *Planorbidae*. Малакофауна характерна для пресноводных неглубоких озерных водоемов.

При удалении по латерали от участков развития нижней пачки озерных отложений меняется морфология псевдоморфоз по ПЖЛ. В их заполнении ведущую роль начинают играть таберальные образования, что хорошо фиксируется по затекам в псевдоморфозы белого вулканического пепла на общем коричневатом-сером фоне обнажения. В центральной части структур отмечаются включения торфа и остатков кустарников, малакофауна отсутствует. Расстояние между псевдоморфозами по ПЖЛ в нижней пачке таберальных образований составляет 10—12 м, что соответствует рассмотренным выше структурам облекания в озерной толще.

Строение верхнего яруса псевдоморфоз по ПЖЛ мало отличается от описанных выше для

первого типа разрезов аласного комплекса пород. Лишь в верхней части структур прослеживаются пологие понижения глубиной до 0,3—0,5 м, заполненные перекрывающимися отложениями. Расстояние между псевдоморфозами колеблется от 6 до 10 м.

Обе пачки таберальных образований представлены супесями землисто-серого и коричневатого цвета без видимой литологической слоистости. Криогенная текстура их горизонтально- и косослоистая с толщиной шлиров льда от 1 до 3 мм и расстоянием между ними 3—6 см. Местами криотекстура переходит в косую неполносчатую. Субвертикальные (чаще наклонные с углами до 60°) шлиры льда шириной 2—4 мм расположены на расстоянии от 5—10 до 20—30 см друг от друга. В разделяющем слое торфа отмечается сгущение ледяных шлиров. Расстояние между ними уменьшается до 2—5 см, толщина шлиров — 5—10 мм.

На высоте 13,5—14,0 м над урезом моря таберальные образования перекрыты пачкой озерных и аласных отложений мощностью 5,0—5,5 м. На границе прослеживается не выдержанный по простиранию прослой торфа толщиной до 20 см, приуроченный, как правило, к пологим понижениям над псевдоморфозами. Озерные отложения представлены слоистыми супесями серого и зеленовато-серого цвета с пятнами ожелезнения, с включениями по напластованию мелкого намывного растительного детрита и веток кустарника. Венчается разрез почвенно-растительным слоем (15—20 см), подстилаемым слабообразовавшимся торфом мощностью до 30—40 см (собственно аласные отложения). Криогенное строение озерных и аласных отложений не отличается от описанного выше для аналогичных пород.

Гранулометрический состав обеих пачек таберальных образований достаточно выдержан по разрезу. Средневзвешенный диаметр частиц колеблется в узком диапазоне от 0,025 до 0,031 мм, лишь в верхней части таберальных супесей происходит постепенное его уменьшение до 0,02 мм. Сортировка дисперсного материала весьма не выдержана по разрезу, отличаются как плохо, так и хорошо сортированных супесей ( $S = 0,143—0,429$ ). Для перекрывающих озерных и аласных отложений характерен более тонкий состав (средневзвешенный диаметр частиц от 0,020 до 0,027 мм), что связано, видимо, с местным перераспределением осадков, когда в понижениях над псевдоморфозами сносится более дисперсный материал. В изменении гранулометрического состава прослеживается выявленная ранее для термокарстового осадконакопления тенденция: увеличение средневзвешенного диаметра частиц и улучшение сортировки в средней части разреза. Содержание, состав и распреде-

ление по разрезу ВРС мало отличается от рассмотренных выше.

Третий тип разрезов аласного комплекса пород включает всего одну пачку таберальных образований (см. рис. 1, расчистки 4, 5, 11) мощностью от 10 до 13,5 м. Но и в этом случае на высоте 8,5—9,0 м от уреза моря прослеживается маркирующий прослой белого вулканического пепла толщиной от 1 до 5—10 см. Он перекрывается слоем оторфованной супеси и торфа, являющимся продолжением выделенного ранее второго маркирующего слоя торфа. Невыдержанность по простиранию мощности таберальных образований обусловлена карманообразной границей с перекрывающимися озерными и аласными отложениями. Над псевдоморфозами по ПЖЛ происходит понижение границы на глубину от 2 до 8 м по сравнению с грунтовыми межполигональными блоками. Ниже псевдоморфозы заполнены в основном вмещающими таберальными образованиями. Ширина их за счет зоны пластических нарушений достигает 5—6 м, высота псевдоморфоз составляет 12—14 м.

Состав и строение таберальных образований, включая криогенные текстуры, аналогичны описанным выше для первого и второго типа разрезов. Средневзвешенный диаметр частиц варьирует по разрезу от 0,024 до 0,033 мм, коэффициент сортировки дисперсного материала изменяется в достаточно широком диапазоне от 0,162 до 0,332.

Перекрывающие озерные и аласные отложения выполняют мощные структуры облекания на месте вытаявших ПЖЛ. За счет этого их мощность по простиранию колеблется от 3,5 до 6,0 м, достигая в отдельных случаях 10 м. Озерные осадки представлены слоистыми супесями серого, зеленовато-серого и землистого цвета, с многочисленными включениями мелкого намывного растительного детрита и остатков кустарников диаметром до 7—8 см. Опробование, проведенное в одной из структур облекания, показало более тонкий состав кластогенного материала (средневзвешенный диаметр от 0,014 до 0,030 мм), чем у переотлагавшихся таберальных образований. Коэффициент сортировки по разрезу колеблется от 0,128 до 0,387. Изменение дисперсности и сортировки по разрезу типично для осадков термокарстовых озер.

### КРИОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ

Анализ строения ледового комплекса пород, хотя он вскрыт фрагментарно, с учетом изученного аласного комплекса, затруднений не вызывает. Здесь также выделяются разрезы, в основании которых залегают пачки озерных или таберальных образований (см. рис. 1, расчистки 9,

10 и 13), и разрезы, где ледовый комплекс начинается непосредственно выше подстилающих слоев (расчистка 12). В первом случае по таким толщам формировался аласный комплекс пород с описанным выше первым и вторым типами разрезов, а во втором — с третьим типом разрезов.

Отложения ледового комплекса представлены супесями без видимой литологической слоистости, серого и коричневатого цвета. Снизу вверх по разрезу наблюдается на высоте 19,5—20,0 м смена коричневатых супесей серыми. На границе в массе встречаются включения и линзы торфа шириной до 10—15 см. В коричневатых супесях на высоте 19,5 м отмечены субвертикальные трещины шириной по верху до 0,5 — 0,7 м и видимой вертикальной протяженностью до 1,5 м, заполненные сублимационными кристаллами льда и иссушенной воздушно-сухой супесью. Супеси ледового комплекса насыщены волосовидными корешками и стеблями травянистой растительности, включений остатков кустарников не отмечено. Серые супеси прослеживаются лишь в свежей стенке обнажения. При оттаивании и взаимодействии с воздухом в байджерах они приобретают коричневатый цвет.

По гранулометрическому составу отложения ледового комплекса полностью соответствуют таберальным образованиям. Средневзвешенный диаметр частиц изменяется от 0,023 до 0,038 мм, дисперсный материал средне и относительно хорошо сортирован ( $S = 0,156—393$ ).

Водные вытяжки по разрезу супесей ледового комплекса по сравнению с таберальными образованиями характеризуются значительно более широким диапазоном изменения как содержания (0,035—0,159 % на 100 г сухого грунта), так и состава ВРС. Увеличение минерализации на отдельных интервалах разреза связано с хлоридами и сульфатами натрия и кальция. Это свидетельствует об изменении гидрохимической обстановки в процессе криолитогенеза ледового комплекса пород и существенной трансформации состава водорастворимых солей при их таберировании. При переходе от коричневатых к серым супесям на высоте 20 м наблюдается изменение реакции среды от слабокислой ( $pH = 6,2—6,5$ ) к нейтральной ( $pH = 6,5—6,8$ ).

Криогенное строение пород ледового комплекса является достаточно типичным для такого типа толщ с ПЖЛ [Васильчук, 1992; Каплина, 1981; Каплина, 1987; Котов, 1988]. Ширина ледяных жил составляет 3—4 м, их вертикальная протяженность, видимо, соответствует мощности толщи и достигает 50 м. Размеры полигональной сети, прослеженной по байджерам, колеблется от 6 до 10 м. Лед в жилах обладает характерной субвертикальной полосчатостью, обусловленной чередованием мутных и относительно прозрач-

ных прослоев, а также включениями субвертикально вытянутых пузырьков газа размером до 5—6 мм при ширине 2—3 мм. При переходе от коричневатых к серым супесям в ПЖЛ значительно возрастает содержание кластогенного материала. Наряду с ледяными элементарными жилками отчетливо прослеживаются и грунтовые.

Лед в жилах имеет минерализацию от 0,056 до 0,11 г/л. Отмечается уменьшение минерализации при переходе от коричневатых к серым супесям выше 17,0 м в основном за счет сульфатов натрия. Изотопно-кислородный состав ПЖЛ (определения проводились в Институте геологии АН Эстонии) также нестабилен по разрезу. В основании ледяных жил  $\delta^{18}O$  составляет  $-27,2$  ‰, в интервале 4—12 м  $-29,6...-30,8$  ‰, начиная с 14 м происходит уменьшение значений  $\delta^{18}O$  до  $-32,0...-32,8$  ‰ (рис. 2). Такое содержание изотопов тяжелого кислорода характерно для позднплейстоценовых ПЖЛ севера Якутии [Васильчук, 1992]. Изменение в значениях  $\delta^{18}O$  на высоте 14 м с учетом глубины проникновения морозобойных трещин (5—7 м) соответствует переходу от коричневатых супесей к серым. В голоценовых и современных ПЖЛ значения  $\delta^{18}O$  составляют  $-21,6...-24,4$  ‰. Реконструкция палеотемператур по  $\delta^{18}O$  [Васильчук, 1992] показала, что в периоды формирования пород ледового комплекса на побережье Восточно-Сибирского моря среднезимние температуры воздуха составляли примерно  $-30...-33$  °С, среднеянварские  $-45...-50$  °С при современных многолетних значениях  $-22,4$  и  $-32$  °С соответственно.

Криогенная текстура в породах ледового комплекса очень сложная и различается для коричневатых и серых супесей. Первым присуще сочетание субгоризонтальных сильноольдистых

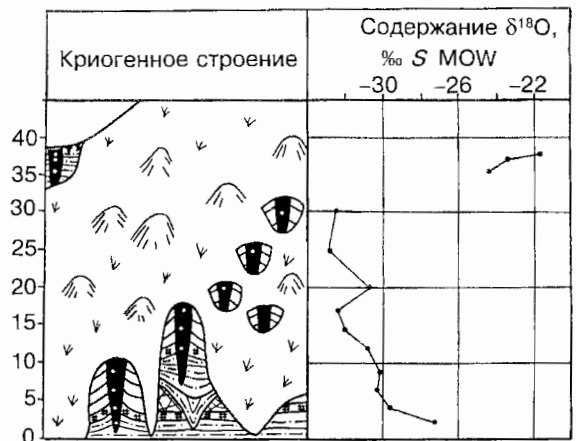


Рис. 2. Изотопно-кислородная диаграмма по разрезам плейстоценовых и голоценовых ПЖЛ.

Усл. обозн. по разрезу см. на рис. 1.

прослоев — практически ледяных шпиров шириной до 5 см, не имеющих четких границ с вышележащими породами, иссушенных слойков супесей шириной до 1—2 см с видимой пористостью, без ледяных включений и прослоев с тончайшей субвертикальной слоистой криотекстурой с толщиной шпиров льда и грунта до 0,5—1 мм. Неравномерная льдистость создает своеобразную вогнутую криогенную слоистость приоткосных блоков. При этом по разрезу наблюдается срезание одной серии криогенной слоистости другой. Криогенная текстура серых супесей атакситовая слоистая с неравномерным распределением льдистости по разрезу, что также формирует вогнутую криогенную слоистость приоткосных блоков.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изученные особенности залегания, состава и криогенного строения аласного и ледового комплексов пород позволили выделить четыре основных этапа в истории формирования криолитогенных толщ (этапы криолитогенеза) на побережье Восточно-Сибирского моря. К первому этапу от-

несено накопление подстилающих слоев и начало формирования ледового комплекса пород (рис. 3, I). Второй этап связан с формированием нижних пачек озерных и таберальных образований (см. рис. 3, II). Их прерывистое залегание по латерали, наличие структур облекания в основании разреза озерных супесей и нижнего яруса псевдоморфоз по ПЖЛ на смежных участках обнажения указывают на термокарстовое происхождение озерных котловин. Возникновение термокарста, видимо, связано с относительным потеплением климата, поскольку для озерных отложений характерно значительное увеличение пыльцы древесно-кустарниковой группы (до 55 %) в основном за счет *Alnaster*. Весомым доказательством потепления климата на этом этапе служат находки в озерных отложениях остатков белоствольной березы без следов длительной транспортировки. Третий этап знаменует собой возобновление накопления пород ледового комплекса на всем изученном участке побережья (см. рис. 3, III). Более частая полигональная сеть ПЖЛ при аналогичном вещественном составе отложений свидетельствует о существенном похолодании климата на третьем этапе криолитогенеза. Это подтверждается и изменениями изотопно-кислородного состава ПЖЛ. Четвертый этап наступил с потеплением климата и выразился в массовом проявлении термокарста (см. рис. 3, IV).

По растительным остаткам (торф, ветки кустарников) в СВКНИИ была получена серия из 12 радиоуглеродных датировок [Ложкин и др., 1995]. Все они показали запредельный для этого метода возраст. Следовательно накопление ледового комплекса пород происходило не позднее зырянского криохрона. Формирование верхней пачки озерно-аласных отложений (3 датировки по  $C^{14}$ ) относится к раннему голоцену:  $8400 \pm 90$  (МАГ-1482),  $8520 \pm 50$  (МАГ-1484) и  $8570 \pm 30$  (МАГ-1483).

История формирования криолитогенных толщ на побережье Восточно-Сибирского моря убеждает в циклическом характере криолитогенеза. При похолоданиях происходило синкриогенное накопление пород ледового комплекса, а при потеплениях — их частичная трансформация и формирование аласного комплекса отложений. Таким образом, при флуктуациях климата наблюдается закономерная смена ведущих процессов криолитогенеза: интенсивное подземное льдообразование (повторно-жильное и текстурно-образующее) замещается фрагментарным вытаиванием подземных льдов, таберированием и перетолжением пород ледового комплекса в термокарстовых котловинах. Исходя из строения, состава и условий залегания изученных криолитогенных пород, в периоды похолоданий происходили нормальные процессы криолитогенеза

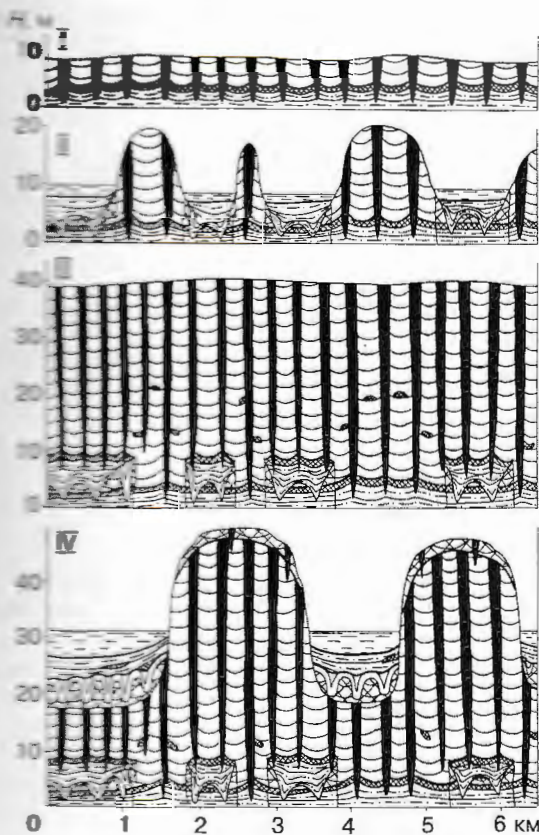


Рис. 3. Основные этапы (I—IV) формирования криолитогенных пород.

Усл. обозн. по разрезам см. на рис. 1.

(синкриолитогенез) с выдержанными во времени и пространстве скоростями осадконакопления. При потеплениях климата нормальные процессы криолитогенеза сменялись катастрофическими, когда фрагментарно в термокарстовых понижениях за весьма короткий период времени формировались озерно-аласные толщи (парасинкриолитогенез).

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 97-05-64320.

### Литература

Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). В 2-х томах. М., Мособлуниверситетиздат, 1992, т. 1, 420 с; т. 2, 264 с.

Демидюк Л.М., Рытов В.В., Щеко А.И. О генезисе замкнутых котловин Ингодино-Читинской депрессии и их инженерно-геологической оценке // *Вопр. инж. геол. и грунтоведение*. М., Изд-во МГУ, 1963, вып.1, с. 116—123.

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. Закономерности развития криолитогенеза в позднем кайнозое на аккумулятивных равнинах Северо-Востока Азии. Автореф. дис... доктора геогр. наук. Якутск, 1987, 41 с.

Катасонов Е.М. Криолитогенные отложения, их мерзлотно-формационные комплексы // *Проблемы геокриологии*. М., Наука, 1983, с. 162—169.

Котов А.Н. Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам в долине р. Майн (Центральная Чукотка) // *Вестн. МГУ*, сер. 4, геология, 1986, № 4, с. 54—62.

Котов А.Н. Полифациальный комплекс позднеплейстоценовых син- и эпикриогенных отложений долины р. Майн (Чукотка) // *Проблемы геокриологии*. М., Наука, 1988, с. 108—115.

Котов А.Н., Ложкин А.В., Рябчун В.К. Мерзлотно-фациальные условия формирования верхнечетвертичных отложений долины р. Майн (Чукотка) // *Формирование рельефа, коррелятивных отложений и россыпей Северо-Востока СССР*. Магадан, СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989, с. 117—131.

Ложкин А.В., Трумпле М.А., Полуян А.И. и др. Радиоуглеродное датирование верхнечетвертичных отложений Северо-Востока Азии и Аляски // *Эволюция климата и растительности Берингии в позднем кайнозое*. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 1995, с. 169—184.

Романовский Н.Н. Мерзлотные структуры облекания в четвертичных отложениях // *Научн. докл. высшей школы, серия геологич. геогр. наук*, 1958, № 3, с. 185—189.

Симонов Ю.Г. Однородность, сортированность и их меры // *Тез. докл. Междувед. совещ. по применению математич. методов в географии*. Казань, Изд-во Казан. ун-та, 1971, с. 23—24.

Pewe T.L. Quaternary stratigraphic nomenclature in unglaciated Central Alaska // *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1975, Vol. 862, p. 31.

Поступила в редакцию  
13 ноября 1997 г.