

Данилов И.Д.

ПЛАСТОВЫЕ ЛЬДЫ И СУБАКВАЛЬНЫЙ КРИОЛИТОГЕНЕЗ

Сведений о распространении пластовых залежей подземных льдов в пределах аккумулятивных равнин северной Евразии - Печорской, Западно-Сибирской, Северо-Сибирской, Яно-Колымской, а также прибрежных низменностей Чукотки проявляется все больше в связи с возрастающим хозяйственным освоением и более детальным изучением. Мощность залежей достигает 40 м, протяженность нескольких сотен метров, возможно, первых километров. К настоящему времени сложились представления о двух главных способах формирования пластовых льдов: внутригрунтовое льдовыделение при промерзании отложений и захоронение глыб дислоцированного в процессе движения глетчерного льда. Внутригрунтовый способ предусматривает в свою очередь два возможных механизма льдообразования - инъекционный [*Гасанов, 1982*] и сегрегационный [*Втюрина и Втюрин, 1970*], существует также точка зрения о смешанном сегрегационно-инъекционном механизме образования залежей пластовых льдов [*Дубиков, 1982*]. Однако ни одна из этих гипотез, ни их комбинация не объясняют многие черты строения пластовых залежей, что служит основанием для жесткой критики представлений об их внутригрунтовом происхождении [*Соломатин, 1986*]. Действительно, если связывать образование залежей с инъекциями водных масс в мерзлые и промерзающие толщи, не получают удовлетворительного объяснения следующие факты: наличие во льду обломочных частиц, в том числе крупнообломочных, которые либо не могут переноситься водой, либо осели бы из нее на дно перед промерзанием; контакты льда и вмещающих пород не несут следов деформаций изгиба, нередко являются горизонтальными, а иногда имеют срезанный характер; трудно представить возможность инъекционных внедрений вод в толщи, находящиеся под большим давлением на глубинах 100 м и более, а пластовые льды известны и на таких глубинах. Последний факт является серьезным препятствием на пути признания и сегрегационной гипотезы, ибо, согласно ей, последовательно нарастающие шпильки льда должны были выжимать толщу вышележащих пород на равновеликую толщине залежи суммарную их мощность. С позиций сегрегационной гипотезы не находит объяснения часто наблюдаемый факт сложной дислоцированности льда залежей.

Трудности, возникающие в связи с концепциями инъекционного и сегрегационного механизма льдообразования, обусловили возрождение гипотезы реликтово-глетчерного происхождения пластовых залежей льдов [*Каплянская и Тарноградский, 1978; Соломатин, 1986*]. Гляциальная гипотеза привлекает простотой решения вопроса, но

представляется, что простота эта скорее иллюзорная, уводящая от поисков истинной природы и механизма формирования залежей. С позиций гляциальной гипотезы не получают удовлетворительного решения многие вопросы и прежде всего генезис вмещающих залежи пород. Существуют убедительные и многочисленные данные, что вмещающие пластовые льды отложения являются водными, бассейновыми осадками - часто это слоистые пески, алевроиты, содержащие морскую фауну моллюсков и фораминифер, морскую или пресноводную флору диатомей; в других случаях - это суглинки монолитные или со слабо выраженной слоистостью, содержащие крупные каменные включения, но наряду с ними - остатки морской фауны, характерный комплекс рассеянных аутигенных минералов и конкреций, легкорастворимых солей, характерных для морских условий осадконакопления [Данилов, 1978].

Анализ материалов по строению, условиям залегания пластовых льдов, составу и строению вмещающих их пород дает основание для следующих заключений. Пластовые залежи подземных льдов в пределах аккумулятивных равнин северной Евразии парагенетически связаны с водными, преимущественно бассейновыми осадками: озерными, лагунными, ледово-морскими, реже - ваттово-лайдовыми, аллювиально-дельтовыми. Пластовые льды - это гетерогенные образования, единого механизма их формирования не существует. Различия в механизмах процесса определяются в первую очередь способом образования, т.е. генезисом вмещающих отложений, их литологическим составом. Высказанные теоретические положения обосновываются ниже.

Пластовые залежи в ледово-морских отложениях тонкодисперсного состава. Достаточно определенно было установлено ранее, что пластовые залежи в толщах ледово-морских глин и суглинков имеют конседиментационную природу [Данилов, 1980; 1986], т.е. их формирование происходило в процессе накопления отложений в условиях дна водоемов. Предполагалось, в частности, что это захороненные скопления донного льда. Теперь становится очевидным, что они возникают в толщах отрицательнотемпературных засоленных донных осадков в ходе их криодиагенетического преобразования, иными словами, пластовые льды в ледово-морских отложениях - специфический продукт криогенного диагенеза осадков на дне морских водоемов. Установлено, что на большей части полярных шельфов придонные воды и донные осадки имеют отрицательную температуру преимущественно в диапазоне $-1,5 - -1,7^{\circ} \text{C}$ [Данилов и Жигарев, 1977]. Мощность толщ донных осадков с указанной температурой в приповерхностной части, по аналогии с прибрежными районами суши, может достигать 100-150 м и более. В то же время известно, что примерно 1/16 часть полного стока пресных вод с суши в океан осуществляется в виде подземного стока. Не являются исключением, безусловно, и полярные районы. Пресные воды суши в условиях криолитозоны могут поступать в море по сквозным таликам вдоль русел крупных рек, по зонам тектонических нарушений, в виде межмерзлотных и подмерзлотных вод. Это должно приводить и приводит к разгрузке части подземных вод суши в толщи отрицательнотемпературных донных осадков. Естественно, что, попадая в поле отрицательных температур, пресные воды замерзают, превращаясь в лед. Поставленным в природных условиях экспериментом в этом плане оказалось бурение в Антарктиде американской скважины на шельфовом леднике Росса. При заполнении пробуренной скважины пресной водой подо льдом в морской воде с отрицательной температурой образовался слой пресного льда, который прирос к нижней поверхности шельфового ледника. В естественных обстановках скорость замерзания, например, на подошве шельфового ледника Эймери в его тыловой части за счет поступления пресной воды из-под ледникового покрова с суши достигает 2,4 м в год [Зотиков, 1982].

Близкая картина, по-видимому, имеет место в прибрежной зоне полярных морей. Примером может служить ситуация в юго-восточной части Карского моря. Поступающие сюда теплые пресные, а потому легкие Обь-Енисейские воды распресняют морские и образуют приповерхностный слой с температурой около 6°C толщиной около 10-15 м.

Ниже их находятся более тяжелые, более соленые морские воды с отрицательной температурой. Нет сомнения, что под такими крупными реками как Обь и Енисей осуществляется мощный подрусовой подземный сток, включая акватории Обской губы и Енисейского залива. Весьма вероятно, что в плейстоцене поступление пресных вод в морские донные осадки было связано, как и в настоящее время в Антарктиде, с подледным стоком с суши. В соответствии с представлениями А.И. Воейкова, П.А. Кропоткина и в их развитие, имеются основания считать, что трансгрессии Полярного бассейна в пределы Печорской, севера Западно-Сибирской низменностей, а также прибрежных низменностей Северо-Востока СССР, приводили к активизации ледников в горах Полярного Урала, плато Путорана, на арктических островах, в горах и нагорьях Северо-Востока Сибири [Данилов, 1982]. Выводные долинные ледники спускались к подножиям гор и местами внедрялись в прибрежную зону моря, в том числе и в области развития отрицательных температур в придонных слоях вод и осадков. Подледные ультрапресные воды, оказавшись в поле отрицательных температур, замерзали.

Часть пресных подземных вод, поступаая в неуплотненные донные морские осадки, постепенно осолонялась и оставалась в жидкой фазе, несмотря на отрицательную температуру. Но если постепенного смешения не происходило, осуществлялся фазовый переход воды в лед. Этому способствовало известное диагенетическое обезвоживание и уплотнение донных осадков перед поступлением в них пресных вод. Они в этом случае внедрялись в вязко-пластические грунты, формируя линзы и пласты пресного и ультрапресного льда. От сочетания степени литификации осадков и напора внедряющихся в них подземных вод зависит строение и структурно-текстурные особенности льда залежей в ледово-морских толщах: наличие чистого монолитного льда; льда, включающего уплотненные комочки - ксенолиты подстилающих или окружающих его осадков; льдо-грунтовых смесей; различная степень деформированности залежей или ее отсутствие. Но во всех случаях общим, объединяющим признаком залежей и вмещающих пород является их тесная взаимосвязь, они составляют друг с другом как бы единое целое. При формировании залежей указанным способом лед может ассимилировать содержащиеся в донных осадках крупные обломки, остатки морской фауны и флоры.

Вышеизложенное иллюстрируется следующим конкретным примером. Характерным типоморфным разрезом дислоцированных залежей подземных льдов, образование которых происходило в донных условиях морского водоема в процессе осадконакопления, на разных его стадиях является разрез в верхнем течении р. Юрибей в центральной части п-ва Ямал [Данилов, 1980; 1986]. Вскрывающаяся здесь сложно построенная ледяная структура (рис. 1) состоит из следующих модификаций льда: относительно чистый, в небольшой степени обогащенный обломочными частицами (около 10-20% объема породы) лед, обладающий при таянии ячеистой поверхностью; весьма обогащенный обломочными частицами лед (около 20-30% объема породы), обладающий при таянии полосчато-ячеистой поверхностью, и полосчатый лед, вернее ледогрунт, очень сильно обогащенный обломочными частицами (примерно 40-50% объема породы). Грунтовая составляющая льда - алевритистая глина темно-серого цвета, насыщенная тонкорассеянным, активно разлагающимся после оттаивания органическим веществом, о чем говорит сильный запах сероводорода. Наряду с тонкодисперсным материалом, в лед включены крупные каменные обломки размером 0,1-0,2 м в поперечнике, а также раковины морских моллюсков - *Macoma calcarea* (Gmelin), *Astarte* (*Tridonta*) *borealis* (Schumacher), *Neptunea* sp. - и фораминифер. Таким образом очевидно, что ледяная структура возникла в морских глинистых илах, накапливавшихся в условиях ледовитого водоема, на дно которого поступали вытаявавшие из плавучих льдов каменные обломки.

Перекрыта залежь прибрежно-морскими ленточнослоистыми алевритами, сложно пликативно дислоцированными. Переход ледогрунтов залежи в вышележащие алевриты очень постепенный, что свидетельствует о формировании тех и других в едином водоеме:

алевритистые глины отражают относительно глубоководную фазу его развития, алевроиты - начало фазы обмеления. Водоем был на протяжении всего времени осадконакопления морским, воды его солеными, о чем говорят близкие комплексы фораминифер во всех типах отложений. Перекрывающие ледяную залежь алевроиты смяты в лежачие складки оплывинно-оползневого типа, имеющие ярусное расположение по разрезу. Пликативно дислоцированные алевроиты постепенно вверх переходят в аналогичные, но недислоцированные, залегающие горизонтально. Строение, характер залегания пород однозначно свидетельствуют о том, что сложно построенная ледяная структура и пликативные дислокации алевроитов возникли в процессе накопления и преобразования неуплотненных, влагонасыщенных осадков в условиях морского дна, природа тех и других конседиментационная.

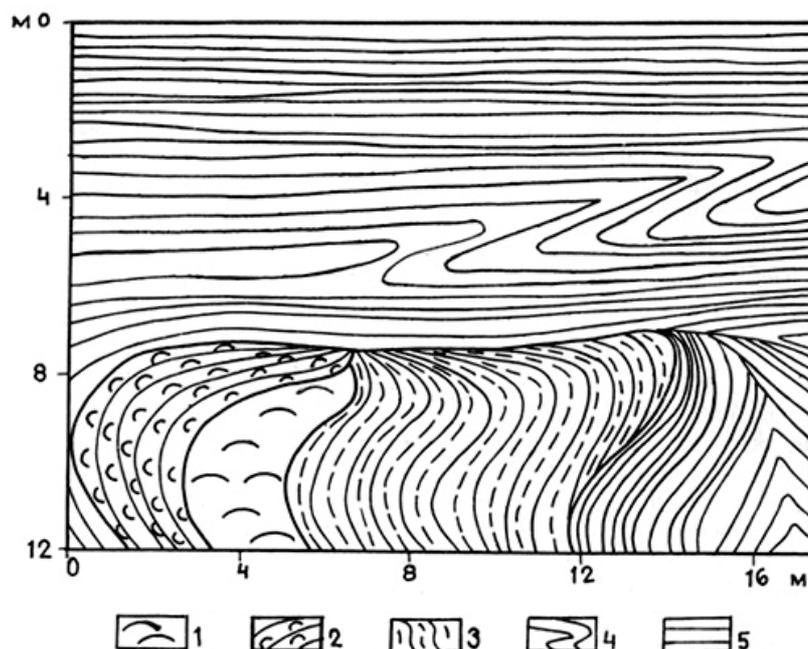


Рис. 1. Строение и условия залегания дислоцированного подземного льда в толще ледово-морских осадков: 1 - лед с ячеистой поверхностью и небольшой примесью обломочных частиц (10-20% объема породы); 2 - лед с полосчато-ячеистой поверхностью и значительной примесью обломочных частиц (20-30% объема породы); 3 - полосчатый ледо-грунт (содержание алевроито-пелитовых частиц до 50%); 4 - пликативно дислоцированные ленточнослоистые алевроиты; 5 - горизонтально залегающие ленточнослоистые алевроиты.

Формирование ледяной залежи происходило в глинистых илах на стадии их диагенеза, когда началось уже накопление вышележащих алевроитов, поскольку нижняя их часть деформирована согласно кровле залежи. Донные илы на начальных этапах развития процесса находились в практически неуплотненном состоянии, и значительная часть их захватывалась новообразованным льдом. Затем, когда илы становились все более вязкими, пластичными, доля обломочных частиц во льду также уменьшалась, он становился более «чистым». Процесс формирования залежи завершился в донных условиях, когда накопление слоя ленточнослоистых алевроитов еще продолжалось (верхняя часть его, имеющая ненарушенные горизонтальные условия залегания). Следовательно, ледяная залежь - донная структура и возникновение ее связано с внедрением водных масс в донные грунты и их замерзанием в поле отрицательных температур. Внедрившиеся воды обладали напором, что обусловило сложную дислоцированность всей системы. По химическому составу воды были пресными, это определило и ультрапресный состав разных модификаций льдов залежи (табл.). Общая минерализация льда, обогащенного

тонкодисперсным обломочным материалом, составляет 193,0 мг/г, а «чистого» льда - всего 37,0 мг/л. В химическом составе «грязного» льда резко преобладают бикарбонат-ионы, в «чистом» льду наравне с ними содержатся ионы хлора, в обоих случаях преобладают вычисленные по разности и выраженные суммарно катионы натрия и калия. В свете предлагаемого способа формирования залежей факт ультрапресного состава слагающего их льда, находящегося в толще ледово-морских тонкодисперсных отложений, получает удовлетворительную интерпретацию. Также удовлетворительно объясняется факт отсутствия выраженности пластовых и линзовидных залежей льдов в современном рельефе местности, и даже, как уже говорилось, в перекрывающих слоистых отложениях.

Поступление в отрицательнотемпературные неуплотненные донные илы пресных вод подземного стока может приводить к их частичному смешиванию с иловыми водами, распреснению последних и замерзанию при данных температурах. Результатом является образование ледогрунтовых тел, имеющих повышенную минерализацию хлоридно-натриевого типа, зафиксированные значения которой достигают 1187,1 мг/л [Дубиков, 1982]. При чередовании в разрезе толщ донных осадков прослоев полужидких и относительно уплотненных илов возможно формирование залежей, состоящих из чередования прослоев чистого льда и льда, обогащенного терригенным осадочным материалом. Процесс формирования залежей льдов в морских осадках за счет подземных вод суши не бесконечен во времени. Это прежде всего касается слабо напорных и безнапорных вод. Но и в случае выходов напорных вод на морском дне в ходе льдообразования осуществляется «закупорка» источников и их смещение в пространстве. По мере накопления донных осадков, их обычного и криогенного диагенетического уплотнения процесс формирования ледяных залежей прекращается. Поскольку они фиксируют палеоисточники пресных подземных вод на былом шельфе, не исключено, что они в то же время трассируют линии разрывных тектонических нарушений в осадочном чехле, в том числе и в толщах новейших позднекайнозойских отложений.

Таблица. Химический состав пластовых льдов в обнажении на р. Юрибей, п-ов Ямал

Образец	Плотный остаток, мг/л	АНИОНЫ							
		CO ₃ ²⁻		HCO ₃ ⁻		Cl ⁻		O ₄ ²⁻	
		мг/л	мг.экв.	мг/л	мг.экв.	мг/л	мг.экв.	мг/л	мг.экв.
Лед «чистый»	37,0	0	0	12,2	0,2	7,8	0,22	4,8	0,1
Лед «грязный»	198,0	0	0	70,2	2,30	27,3	0,77	19,2	0,40
		КАТИОНЫ							
		Ca ²⁺		Mg ²⁺		Na ⁺ + K ⁺			
Лед «чистый»		2,0	0,10	Сл.	Сл.	9,7	0,42		
Лед «грязный»		4,0	0,20	9,6	0,79	57,0	2,48		

Возникшие в донных условиях в поле отрицательных температур среды диагенеза осадков ледяные тела могут сохраняться здесь геологически длительное время, постепенно захораниваясь накапливающимися сверху слоями. О такой возможности красноречиво свидетельствует известный факт наличия на Новосибирских островах под слоем глин мощностью 15 м, содержащих остатки морской фауны и древесный плавник, вертикальных ледяных жил, образованных в субаэральных обстановках осадконакопления, а затем в ходе трансгрессии моря оказавшихся на его дне. Аналогичная картина наблюдается в приустьевой части р. Енисей, где под толщей ледово-морских

суглинков мощностью 10 м захоронены ледяные жилы вертикальной протяженностью 4-6 м [Данилов, 1978].

Пластовые залежи в прибрежно-морских песках. Своеобразные ледогрунтовые образования, связанные со стоком пресных подземных вод суши, возникают в прибрежной зоне моря в песках, слагающих верхнюю сублитораль. В этом случае, имеющие в основном атмосферное питание пресные континентальные воды инфильтруются в морские пески и в случае, если температура последних отрицательная, замерзают в них, концентрируясь поверх более соленых, плотных иловых вод и постепенно замещая их. Возникающая таким образом порода ледо-песчаного состава представляет собой по-существу изначально седиментационную породу, пропитанную льдом аллохтонного происхождения. Типоморфным, показательным примером является освещенный в литературе разрез близ пос. Харасавэй на западном побережье в северной части п-ва Ямал [Данилов, 1986]. Здесь в крутом обрыве берега Карского моря вскрывается строение прибрежных террасовых поверхностей абсолютной высотой 5-6 и 12-14 м. Высокая терраса в видимой части разреза имеет двучленное строение. Верхняя половина сложена глинистыми алевритами, обладающими ленточноподобной слоистостью и содержащими, по заключению Г.Н. Недешевой, единичные раковины фораминифер - *Haynesina asterotuberculatum* (Voorthuysen) и *Retroelphidium subclavatum* (Gudina), что свидетельствует о накоплении отложений в неглубоком, вероятно несколько опресненном водоеме лагунно-морского типа. Ленточнослоистые алевриты подстилаются песками, в которые они постепенно переходят. Пески тонкозернистые, слоистые, пылеватые, вниз по разрезу степень пылеватости уменьшается, содержат прослойки, обогащенные растительным детритом. Слоистость песков неоднородная: вверху горизонтальная и горизонтально-волнистая, внизу в целом косая, но со своеобразными флюидальными и оплывинно-оползевыми образованиями - пloyчатые складки, вихревые (турбулентные) структуры и т.д. Низкая терраса практически целиком в видимой части разреза сложена песками.

Пески обеих террас пропитаны льдом-цементом, который составляет до 50-60% и более объема породы (рис. 2). В целом создается впечатление сложной дислоцированности ледо-песчаной породы, но впечатление это ложное. В действительности текстура песков, в том числе и ее пloyчатые нарушения, первичноседиментационная, а ледяная составляющая вторичная, аллохтонная. Об изначально атмосферном происхождении замерзавших в песках вод свидетельствуют данные по изотопному составу кислорода льда [Марьенко и др., 1987]. Льды морских террас у пос. Харасавэй обеднены тяжелым изотопом кислорода, имеют отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ от 17,2 до 21,7%, что характерно для вод атмосферного, а не морского происхождения. В то же время это были древние, а не современные воды, о чем говорит полное отсутствие в них трития. По химическому составу льды ультрапресные.

Таким образом, в свете вышесказанного требуют совмещения два принципиально важные положения: прибрежно-морское происхождение песков и изначально-атмосферное происхождение пропитывающих их льдов, вернее вод, путем замерзания которых они образовались. Это совмещение становится возможным согласно гипотезе замерзания пресных подземных вод суши, инфильтрующихся в осадки прибрежной зоны моря, имеющих отрицательную температуру.

На заключительных этапах морских трансгрессий в ходе осушения дна моря возникают избыточные лагунами и остаточными озерами равнины, характеризующиеся очень сложной и пестрой мерзлотной обстановкой: сочетание промерзших, промерзающих и талых участков. Поэтому в приповерхностных частях разрезов морских толщ возможно и происходит формирование пластовых залежей льдов посредством инъекционного или инъекционно-сегрегационного механизма. Но обычно такие залежи имеют выраженность в рельефе и деформируют вышележащие осадки на всю их

мощность. Если залежи не выражены в рельефе, то видны следы его планации денудационными процессами: вершины куполовидных внедрений срезаны и т.д.



Рис. 2. Прибрежно-морские пески со сложной седиментационной текстурой, пропитанные льдом-цементом, в разрезе террасы с абсолютной высотой поверхности 12-14 м у пос.Харасавэй (западное побережье п-ва Ямал)

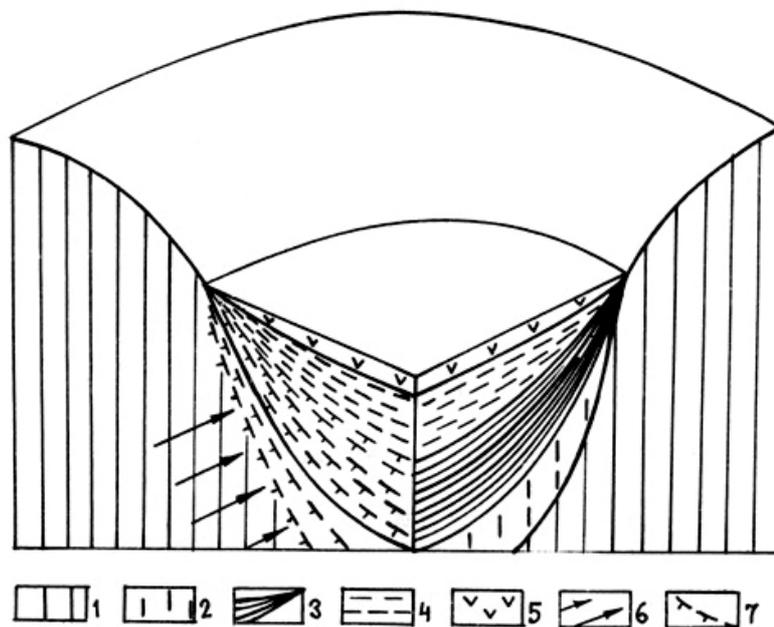


Рис. 3. Блок-диаграмма, иллюстрирующая процесс формирования пластовых залежей подземных льдов в донных озерных (лагунных) осадках при их промерзании снизу и сбоку (слева - ход процесса; справа - литологический результат): 1 - мерзлые породы; 2 - оттаявшие, а затем вновь, вторично промерзшие породы подозерного талика; 3 - ледяная залежь, состоящая из чередования прослоев льда и льдистого донного грунта; 4 - талые донные водонасыщенные осадки; 5 - вода; 6 - потоки холода и направление продвижения фронта промерзания; 7 - этапы положения кровли многолетнемерзлых пород.

Пластовые залежи в отложениях лагунных, озерных водоемов. Имеются яркие свидетельства того, что и в ограниченных по размерам, замкнутых водоемах - лагунах, озерах формирование пластовых залежей подземных льдов происходит под их дном, являясь своеобразным процессом криогенного диагенеза осадков. Они промерзают на первых этапах криогенеза не сверху, где в это время еще сохраняется не промерзающая до дна водная толща, а снизу и с боков, т.е. от подошвы несквозного «ложного» талика (рис. 3).

По мере обмеления водоема верхняя граница кровли мерзлых пород поднимается кверху, а миграция влаги через промерзающие донные осадки осуществляется вниз. В осадках песчаного состава имеет место, по-видимому, процесс инфильтрации воды из озера [Жесткова и Шур, 1982], а в тонкодисперсных осадках - пленочный механизм миграции влаги с последующим сегрегационным льдовыделением. Вследствие неограниченного количества влаги в водоемах и водонасыщенных донных илах в ходе их промерзания на определенных уровнях возможно избыточное шлировое льдовыделение и как бы наслоение шлиров льда друг на друга. Скорее всего, именно этот механизм приводит к формированию пластов и линз слоистого льда, который обладает признаками седиментационной породы, залегает согласно с вмещающими его озерными отложениями и образуют с ними единое целое.

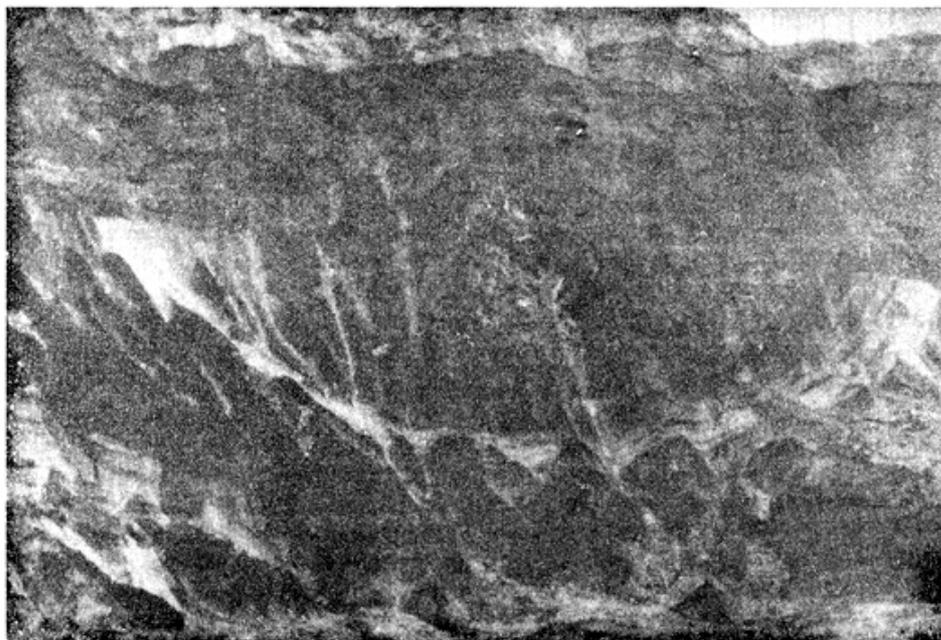


Рис. 4. Вогнутая чашеобразная форма залегания пластового льда (белое в центре) подозерного происхождения. Пластовая залежь и вмещающие ее бассейновые осадки по ровному слегка наклонному контакту размыты перекрыты толщей более молодых субаэральных отложений. Гыданский п-ов, нижнее течение р.Тадибеяха.

Эти залежи можно понимать как своеобразный донный лед [Данилов, 1978], но формирующийся не на поверхности дна водоема, а под слоем донных осадков на некоторой глубине. Процесс интенсивного избыточного льдовыделения заканчивается при обмелении озера (лагуны), когда оно промерзает зимой до дна и под ним начинается новообразование многолетнемерзлых пород, которые наращиваются сверху вниз. Они прекращают доступ вод водоема к кровле ледяных залежей. Последние отличает хорошо выраженная недеформированная слоистость, наличие прослоев, обогащенных терригенным материалом, аналогичным по составу вмещающим породам - песок, алевролит, глина, или их сочетание, а также прослоев и линз фитогенного материала - растительный

детрит, аллохтонный торф и т.д. Весьма показательны с точки зрения выяснения способа их образования общие условия залегания крупных залежей пластовых льдов, наследующих чашеобразную форму подозерного (подлагунного) талика. В разрезе они имеют вид дуги, прогнутой книзу (рис. 4).

Подземные льды рассмотренного типа образуют многочисленные залежи на Крайнем Севере Западной Сибири - полуостровов Ямал, Гыданский. Здесь широко распространены плоские поверхности прибрежно-морской аккумуляции, для которых на ранних стадиях их субаэрального развития после выхода из-под уровня моря характерно огромное количество озер. Они перерабатывают практически полностью рельеф указанных поверхностей и верхнюю часть слагающих их отложений. В результате приповерхностные части разреза плоских террасовидных уровней представлены в основном озерными и озерно-аллювиальными отложениями с линзами и прослоями аллохтонного торфа и пластовыми залежами подземного льда. Большая часть последних, по-видимому, имеет реликтовый характер. Время их активного образования приходится на конец позднего плейстоцена - сартанский криохрон в диапазоне от 30 до 16 тыс. лет назад. Этот вывод основан на данных определения абсолютного возраста отложений, взаимосвязанных с пластовыми залежами льдов на Крайнем Севере Западной Сибири, радиоуглеродным методом. В частности, в северо-западной части полуострова Ямал (район оз. Тюринто) озерные отложения с пластовыми льдами подстилают эстуарно-морские глины, содержащие раковины одного вида морского моллюска, выдерживающего значительное опреснение, - *Portlandia arctica* (Gray) var. *aestuariorum*. Кроме того в глинах содержится древесный плавник, возраст которого по ^{14}C равен $34\ 030 \pm 2\ 400$ (МГУ-1011). Следовательно, время начала формирования озерных отложений с пластовыми льдами датируется достаточно определенно. На них залегают торфяники со стволами белокорой березы кустарникового типа в основании, изотопный возраст которых по ^{14}C порядка 9-10 тыс. лет. Имеются данные, что процесс торфонакопления на Ямале начался 15,5 тыс. лет назад. Следовательно, формирование озерных отложений с пластовыми залежами льдов, начавшись не ранее 30, завершились 15-10 тыс. лет тому назад.

Выводы

1. В толщах засоленных отрицательнотемпературных донных осадков полярных морей залежи пластовых льдов возникают в субаквальных условиях в процессе криогенного диагенеза и связаны с подземными пресными водами, имеющими континентальное происхождение, чем объясняется:

а) пресный и ультрапресный химический состав льдов залежей в подавляющем числе случаев, а также иногда отмечаемое их засоление морского типа (при смешении пресных континентальных и иловых морских вод);

б) наличие во льду залежей в толщах ледово-морских осадков тонкодисперсного материала, крупнообломочных включений и остатков морской фауны;

в) невыраженность сложно построенных и дислоцированных ледяных залежей в рельефе и даже в перекрывающих слоях осадков, т.е. их несомненная конседиментационная природа.

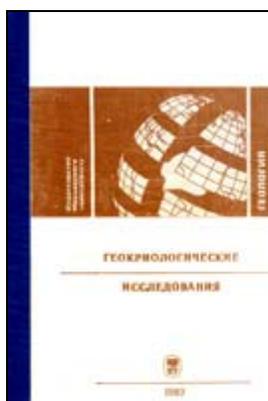
2. В условиях замкнутых водоемов - озер, лагун - залежи пластовых льдов образуются также на стадии диагенеза, но за счет миграции влаги вниз при поднятии кровли мерзлых пород под водоемами вверх, что предполагалось ранее [*Жесткова и Шур, 1982*] и подтверждается нашими наблюдениями.

3. На заключительных этапах формирования морских, лагунных, озерных толщ возможно при их промерзании сверху образование пластовых залежей льдов посредством инъекционного и инъекционно-сегрегационного механизма льдовыделения.

Литература

1. Втюрина Е.А., Втюрин Б.И. Льдообразование в горных породах. М., Наука, 1970. 279 с.
2. Гасанов Ш.Ш. [К проблеме происхождения пластовых залежей подземного льда](#) // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, ИМ СО АН СССР, 1982. С. 3-13.
3. Данилов И.Д. [Плейстоцен морских субарктических равнин](#). М., Изд-во МГУ, 1978. 198 с.
4. Данилов И.Д. О природе дислокаций в плейстоценовых отложениях Севера // Литология и полезные ископаемые, 1980, № 5. С. 114-123.
5. Данилов И.Д. Проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий в позднем кайнозое // Водные ресурсы, 1982, № 3. С. 119-135.
6. Данилов И.Д. Дислокации в мерзлых, содержащих пластовые льды плейстоценовых отложениях севера Западной Сибири // Формирование мерзлых пород и прогноз криогенных процессов. М., Наука, 1986. С. 28-41.
7. Данилов И.Д., Жигарев Л.А. Криогенные породы арктического шельфа // Мерзлые породы и снежный покров. М., Наука, 1977. С. 17-26.
8. Дубиков Г.И. Парагенез пластовых льдов и мерзлых пород Западной Сибири // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, ИМ СО АН СССР, 1982. С. 24-42.
9. Жесткова Т.Н., Шур Ю.Л. Об инфильтрационно-сегрегационном механизме образования пластовых льдов // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, ИМ СО АН СССР, 1982. С. 106-115.
10. Зотиков И.А. Теплофизика ледниковых покровов. Л., Гидрометеиздат, 1982. С. 288.
11. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликтовые глетчерные льды и их роль в строении четвертичного покрова и рельефа области многолетней мерзлоты // Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1978. Т. 297. С. 65-76.
12. Марьенко В.А., Есиков А.Д., Романов В.В. Изотопный состав пластовых льдов центральной части полуострова Ямал // Мат-лы XIV научной конференции молодых ученых и аспирантов геологического факультета Моск. университета. Секция охраны геологической среды. Москва 16-18 марта 1987 г. М., 1987. Деп. в ВИНТИ 22.12.87. № 9000-В 87.
13. Соломатин В.И. Петрогенез подземных льдов. Новосибирск, Наука, 1988. 216 с.

Ссылка на статью:



Данилов И.Д. Пластовые льды и субаквальный криолитогенез // Геокриологические исследования. М.: МГУ. 1989. С. 16-29.