

УДК 551.324

*Е.Г. Карпов***ПЛАСТОВЫЕ ЗАЛЕЖИ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ В УСТЬЕ Р. ЕНИСЕЯ**

Приводятся новые данные о строении и условиях залегания пластовых льдов в разрезах Таб-Саля и Иннокентьевское, обнажающихся в устье р. Енисей.

В статье приводятся новые данные о пластовых залежах подземного льда в устье Енисей, исследованные автором в летние периоды 1977-1978 гг. в естественных береговых обнажениях Иннокентьевское (71°41'с.ш.) и Таб-Саля (71°30'с.ш.). Описываемые обнажения находятся в восточной и южной окраинах Дорофеевского полуострова. Поверхность его представляет собой пологоувалистую равнину со сравнительно небольшими уклонами поверхности. На общем фоне равнинного рельефа полуострова резко выделяются два комплекса макроформ рельефа. Это, во-первых, крупная возвышенность (Оленьи рога), расположенная в центральной и восточной частях полуострова с максимальными абсолютными отметками 161 м. Вторым крупным элементом рельефа является низина Янате-Момгоче, расположенная в южной части полуострова. Эта низина резко выделяется в рельефе и сочленяется весьма полого с возвышенностью, абсолютная высота ее редко достигает 30-40, в среднем не превышает 10-20 м.

В 1965 г. в 4 км северо-восточнее пос. Иннокентьевское Б.И. Втюрин [1975] описал, по его мнению, пластовую залежь первично-грунтового льда с вертикальным падением пласта. Он отмечал здесь нарушенные условия залегания некоторых пластов льда, иногда пересечение одних слоев другими, а также нарушения в залегании многолетнемерзлых вмещающих лед пород на большой площади. Б.И. Втюрин отмечает здесь заведомо не первичное залегание не только пластового льда, но и вмещающих пылеватых песков с толстошлировой, в настоящее время вертикально и наклоннослоистой криотекстурой, согласной с первичной слоистостью песка. Нарушенное залегание породы он наблюдал по всему термокарстовому цирку (200 м в поперечнике и 100 м вглубь берега). Таким образом, ранее исследованный Б.И. Втюриным пласт льда в районе пос. Иннокентьевское им отнесен по своему генезису к первично-внутригрунтовому образованию. Такой вывод, по нашему мнению, является спорным. В результате анализа наших исследований приходим к иному выводу.

Изученное нами обнажение расположено на том же берегу р. Енисей, в 10 км к северо-востоку от пос. Иннокентьевское. Наибольшая высота обнажения с пластовой залежью достигает 500 м над уровнем моря. В обнажении четко прослеживается трехступенчатая термотерраса, верхняя ступень которой (шириной 60-80 и глубиной 10-15 м), в настоящее время задернована. Пласт льда в ней находится в стадии консервации, обнажаясь лишь частично в двух нижних ступенях термотеррасы:

средняя расположена на высоте 35, а нижняя - на 15 м выше уровня Енисея. Если допустить, что две нижние термотеррасы вскрывают единую залежь льда, то мощность последней должна составлять 25 м, а с учетом верхней - достигнет 40 м.



Рис. 1. Гляциодинамическая текстура льда - крутая складка по направлению движения ледника (с северо-запада на юго-восток). Пластические деформации ледника вызывают сжатие льда в складки. Обнажение Иннокентьевское, август 1978 г.

Пласты льда в средней и нижней ступенях термоцирка залегают на глубине 0,6-0,8 м от дневной поверхности, будучи перекрыты лишь слоем термокарстово-солифлюкционных отложений. Видимые размеры пластовой залежи в средней части термоцирка по горизонтали - 20, по вертикали - 4 м. Видимая мощность нижнего пласта равна 5, а ширина - 4 м.

Характерными особенностями этой ледяной залежи являются:

1. Неглубокое залегание пластовой залежи от современной дневной поверхности и большая ее мощность по вертикали.

2. Вмещающие грунты представлены в основном водно-ледниковыми осадками: косо- и причудливо слоистыми, тонкозернистыми светло-серыми песками с редкой галькой и валунами размерами изредка до 2-3 м в поперечнике. В центральной и краевой частях ледяной залежи присутствует типичная морена, представленная темно-серой неслоистой, льдонасыщенной валунной супесью.

3. Для ледяной залежи характерна горизонтальная и наклонная, а иногда и вертикальная слоистость, обусловленная наличием прослоек грунта, что, несомненно, связано с вторичными деформациями, образовавшимися под давлением движущегося ледника. Некоторые деформации льда представляют собой типичные для гляциодислокаций крутые складки (рис. 1).

4. Нижняя, приподошвенная часть пластовой залежи значительно загрязнена включениями частых и маломощных, но выдержанных в пространстве, ориентированных прослоек грунта, образующих субвертикальную полосчатость в ледяной залежи. Верхняя часть пластовой залежи относительно чистая. Наблюдаемая

здесь косая слоистость льда обусловлена, очевидно, глыбовым скольжением серии пластин по плоскостям внутренних сколов. Трещины во льду открытые, чаще всего грунтом не заполнены.

5. Во льду пластовой залежи присутствуют явно эпигенетические повторно-жильные льды - новейшие образования, одновозрастные со слоем покровных и склоновых отложений.

6. Ледяная залежь имеет резкие и отчетливо выраженные экзарационные контакты с вмещающими породами.

7. Пластовая залежь в обнажении Иннокентьевское имеет много общего с пластовой залежью подземного льда в обнажении Ледяная гора на Енисее и резко отличается по условиям залегания и текстурным особенностям от ледяных залежей другого происхождения, например, от первично-внутригрунтового образования в обнажении Таб-Саля.

На основании этих особенностей пластовой залежи подземного льда у пос. Иннокентьевское можно заключить, что в этом районе развит погребенный слоем делювиально-солифлюкционных отложений глетчерный лед, оставшийся здесь, по-видимому, от последнего покровного оледенения.

Генетически другой вид пластовой залежи вскрывается в обнажении Таб-Саля, расположенном на том же берегу Енисея, в 40 км юго-западнее пос. Иннокентьевское. Это обнажение высотой 20 м над уровнем моря вскрывает разрез каргинской террасы (рис. 2). В разрезе вскрывается лишь верхняя часть мощной пластовой залежи на глубине 15 м от бровки террасы видимой толщиной льда около 5 м, основная же ее часть уходит под уровень Енисея. Протяженность пластовой залежи по простиранию, судя по его выходам в обнажении, составляет 1070 м. Отличительной особенностью условий залегания пластовой залежи является ее развитие в типичных пресноводных озерно-ледниковых ленточных глинах. В научной литературе такое явление не описано и потому представляет значительный интерес. Исходя из особенностей условий залегания пластовой залежи и характера контакта ее с вмещающими и пере кривящими отложениями, приходим к выводу, что этот лед представляет собой первично-внутригрунтовое инъекционное образование, сформировавшееся при эпигенетическом промерзании озерно-ледниковых ленточных глин. Поскольку ленточные глины отлагаются в субаквальных условиях глубоководного подпрудного пресноводного озерного бассейна, под которыми были развиты, по всей вероятности, сквозные талики, то в них вряд ли могут сохраняться погребенные первично-поверхностные льды. Основные положения, доказывающие об инъекционном происхождении ледяной залежи, были изложены ранее [Капнов, 1981].

Особый интерес представляет длительность накопления пачек ленточных глин. По нашим подсчетам, в обнажении Таб-Саля перекрывающие ледяную залежь ленточные глины мощностью 10 м (если считать скорость накопления за год 1 см для верхней 5-метровой толщи и 1 мм - для нижней 5-метровой толщи) отлагались в течение 4,5 тыс. лет. На контакте озерных отложений с перекрывающими их голоценовыми торфяниками отобрана хорошо сохранившаяся древесина с глубины 3 м. Абсолютный ее возраст по C^{14} $12\ 340 \pm 400$ л.н. (ИМ-622). Таким образом, абсолютный возраст самых нижних слоев ленточных глин довольно уверенно следует датировать не менее, чем 16 тыс. лет, т.е. сартанским временем.

Результаты термического анализа 6 образцов вмещающих пластовую залежь отложений, отобранные из всех разностей пород, указывают на их монтмориллонитовый состав. Минералогический состав перекрывающих пластовую залежь отложений показал их однообразие во всех фракциях (кварцево-полевошпатовый со значительной примесью ильменита, амфибола и пироксена),

весьма типичный для субаквальных отложений далекого переноса. Субаквальный генезис перекрывающих пластовую залежь отложений подтверждается также отсутствием легкорастворимых в водной среде и недалеко транспортируемых минералов, таких как гидрослюда, карбонаты кальция, гидроокислы железа и хлориты, характерные отложениям морены континентального оледенения. Следует особо отметить резкое отличие минерального состава светло-серых ленточных глин, «плавающих» в верхней части пластовой залежи от минералогического состава перекрывающих отложений. Включения ленточных глин в ледяной залежи характеризуются наличием во фракции 0,1-0,01 мм до 20% и во фракции 0,25-0,1 мм до 50% обломков глинисто-карбонатных пород, характерных для субэвальных отложений, в частности, для основной морены. Таким образом, этот факт также является дополнительным подтверждением инъекционного происхождения мощной пластовой залежи.

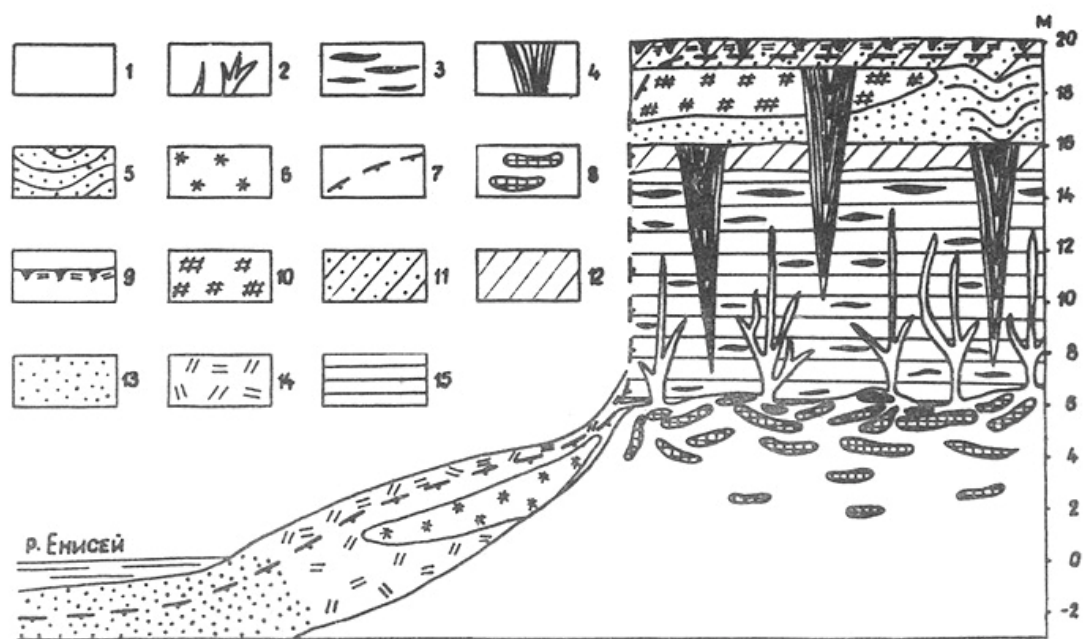


Рис.2. Криолитологический разрез обнажения Таб-Салья с пластовой залежью подземного льда, 1 августа 1978 г.

1 - пластовая залежь подземного льда; 2 - трещинные льды; 3 - горизонтальные прослой сегрегационных льдов; 4 - полигонально-жильные льды; 5 - грунтовая жила или псевдоморфоза по ледяной жиле; 6 - погребенный снежник у подошвы обнажения; 7 - верхняя граница многолетнемерзлых пород; 8 - включения светло-серых ленточных глин во льду с оскольчатой структурой; 9 - мохово-растительный покров; 10 - торф; 11 - суглинок покровный; 12 - суглинок озерный; 13 - песок; 14 - склоновые отложения; 15 - глина ленточная, темно-серая.

Верхняя часть пластовой залежи на глубине 14-19 м от бровки обнажения имеет минерализацию 8-77 мг/л, в солевом составе преобладают гидрокарбонаты натрия при повышенном содержании хлоридов. Наименее минерализован лед у поверхности на глубине 14 м от бровки, наиболее - на глубине 15-19 м. Химический состав трещинного льда, залегающего в ленточных глинах над пластом, имеет гидрокарбонатный натриевый состав и содержит хлор, этот лед также образовался инъекционным путем.

Из обнажения Таб-Саля в июле 1978 г. отобрано 13 образцов торфа, покровных суглинков и перекрывавших ленточных глин на палинологический анализ. Палинологический анализ выполнен в геолого-съемочной экспедиции ПГО «Красноярскгеология» Л.Д. Гамулевской. Результаты анализа дали возможность выявить спектры, установить их состав и процентное соотношение компонентов, составляющих спектры, отражавшие климатические изменения, имевшие место в позднем плейстоцене и голоцене, в котором шло накопление перекрывавших пластовую залежь отложений.

В спорово-пыльцевых спектрах проб, взятых из перекрывавших пласт ленточных глин и озерных суглинков с глубины 4, 6 и 14 м, в общем составе преобладают споры (46-54%). Основная масса спор представлена зелеными мхами (31-57%), сфагнумом (20-26%) и папоротниками из семейства кочедыжниковых (13-31%). В небольшом количестве встречаются споры плаунов и хвощей. Древесной и кустарниковой пыльцы 28%, что составляет 50 зерен в общем количестве подсчитанной пыльцы и, таким образом, участие отдельных компонентов древесных как ели, сосны, кедра, березы, ольховника и ольхи незначительное. Травянистый спектр образует главным образом пыльца злаков 13-22, маревых - 22, полыней 43-54, осок 11-16%.

По заключению Л.Д. Гамулевской, такой состав спорово-пыльцевых спектров говорит в пользу существования открытых тундровых пространств, которые занимали травянистые группировки из злаков, осоковых, полыней, маревых, на почве зеленые и сфагновые мхи, имевшие место, вероятно, во время позднеплейстоценового оледенения.

Верхняя часть разреза охватывает горизонты торфа, оторфованной супеси, покровных суглинков. В этой части разреза в общем составе отмечается значительное количество пыльцы группы древесных пород и кустарников (45-83%), главным образом за счет кустарниковых и кустарничковых форм берез (деформированная пыльца - 6-54%), *Betula sect. Fruticosae* 5-29%, *Betula sect. Nanae* 11-26%, ольховника 18-42%. Резко сокращается пыльца травянистых и среди них большое значение приобретают осоки 65-93%, сокращается роль злаков, полыней, маревых, развиваются кустарнички из семейства вересковых 17-25%. Заметно падает процент спор зеленых, сфагновых мхов, кочедыжниковых, зато возрастает роль лесных плаунов 22-46%, присутствуют холодные виды плаунов.

Изобилие пыльцы кустарниковых и кустарничковых форм берез и ольхи говорит в пользу существования березово-лиственничных редколесий (пыльца лиственницы установлена в оторфованных супесях на глубине 0,6-0,7 м), т.е. в этот отрезок времени широко была развита кустарниковая тундра, заросли ольховника. В травянистом покрове редколесий доминировали вересковые, широко распространены были осоки.

Выявленные спектры обнаруживают сходство со спектрами, установленными О.В. Матвеевой [Кинд, 1974] для сартанских и нижнеголоценовых отложений каргинской террасы р. Енисея в нижнем течении р. Малой Хеты, а также со спектрами голоценового разреза в районе урочища Ары-Мас на р. Новой левого притока р. Хатанги [Миرونенко, Славина, 1975].

На основании полученных фактических данных можно придти к следующему палеогеографическому выводу. Образование мощной толщи ленточных глин произошло во время стадияльной остановки последнего ледникового покрова в условиях обширного пресноводного подпрудного озерного бассейна. Ленточные глины отлагались в условиях относительно глубоководного (глубиной до 50 м и более) не промерзающего до дна водоема, где существовала сквозная таликовая зона. Затем,

после полного исчезновения ледникового покрова, прекратилось отложение ленточных глин и накопились илистые озерные осадки в условиях остаточного озерного водоема, отложения которого представлены голубовато-серыми озерными суглинками мощностью не более 1,5-2 м. По мере дальнейшего обмеления водоема в условиях половодья и сильного меандрирования многочисленных речек и ручьев отлагались мелководные русловые и прибрежные аккумулятивные образования, представленные темно-серыми с сизоватым оттенком мелкозернистыми заиленными аллювиальными песками с растительным детритом.

Разрез венчают делювиально-солифлюкционные покровные суглинки и супеси небольшой мощности (0,5-1 м). Местами, в понижениях рельефа во время климатического оптимума голоцена отлагались мощные торфяники толщиной 2-3 м, впоследствии перекрытые тонким слоем покровных суглинков.

Исследованиями 1978 г. установлено двухъярусное строение полигонально-жильных льдов. Головки жил верхнего яруса залегают на глубине 0,6 м от дневной поверхности, а нижнего - от 2,7 до 5 м. Нижние концы глубокозалегающих ледяных жил прослеживаются в ленточных глинах и выклиниваются на контакте с пластовой залежью подземного льда. Над ледяными жилами нижнего яруса в слое покровных суглинков и подстилающих аллювиальных песков широко развиты грунтовые жилы (псевдоморфозы по жильным льдам), возникшие в результате вытаивания верхней части жил. Очевидно, эти псевдоморфозы образовались во время климатического оптимума голоцена в результате частичной деградации многолетнемерзлых пород на глубину 3-5 м. Таким образом, следует предположить, что жильные льды нижнего яруса образовались, по-видимому, после спуска и осушения подпрудного приледникового озерного бассейна до климатического оптимума голоцена. Верхний ярус полигонально-жильных льдов формировался в период похолодания климата после климатического оптимума и в настоящее время продолжает расти в особо благоприятных условиях на заболоченных участках террасы.

Климатические условия послеледниковой эпохи, очевидно, были весьма суровыми. В это время происходило интенсивное эпигенетическое промерзание ленточных глин с формированием пластовых залежей и одновременное образование нижнего яруса полигонально-жильных льдов. Затем, во время климатического оптимума, накопились мощные торфяники и произошло частичное вытаивание жильных льдов.

Пластовая залежь подземного льда образовалась, по-видимому, в тот период, когда началось окончательное осушение остаточного озерного водоема - в доголоценовое время (после спуска приледникового водоема). Таким образом, пластовая залежь подземного льда в обнажении Таб-Саля значительно моложе пластовой залежи погребенного глетчерного льда в обнажении Иннокентьевское.

В заключение следует отметить, что дальнейшее комплексное изучение пластовых залежей подземных льдов представляет значительный научный и практический интерес, так как это позволит выяснить не только их генезис, но и может дать надежные критерии к палеогеографическим реконструкциям.

Литература

- Втюрин Б.И.* Подземные льды СССР. - М.: Наука, 1975. 214 с.
- Карпов Е.Г.* Новые данные о мощных пластовых залежах подземного льда на Енисейском Севере. - В кн.: Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждение. М.: Изд-во АН СССР, 1981. № 41. С. 67-70.

Кинд Н.В. [Геохронология позднего антропогена по изотопным данным](#). - Труды ГИН, вып.257. -М.: Наука, 1974. - 255 с.

Мироненко О.Н., Славина Л.Н. К истории лесной растительности Средней Сибири и ее северном пределе. - В кн.: История лесов Сибири в голоцене. - Красноярск, 1975.

Ссылка на статью:



Карпов Е.Г. **Пластовые залежи подземных льдов в устье р. Енисея.** - В кн.: Пластовые льды криолитозоны. Якутск: ИМ СО АН СССР, 1982, с. 89-97.