

УДК 624.131

© 1993 г. *Н.А. ШПОЛЯНСКАЯ*

КОНВЕКТИВНАЯ ПРИРОДА ДИСЛОКАЦИЙ В ОТЛОЖЕНИЯХ С ПЛАСТОВЫМИ ЛЬДАМИ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

На севере Западной Сибири широко распространены плейстоценовые дислоцированные отложения, содержащие пластовые льды. Ни генезис пластовых льдов, ни природа дислокаций пока что не установлены, хотя работы по этой проблеме имеются. Выявление происхождения таких образований могло бы в большой мере пролить свет на до сих пор спорную историю геологического развития Западной Сибири в плейстоцене. В настоящей работе предлагается механизм деформации пород, содержащих пластовые льды, опирающийся на сформулированный автором в более ранних работах механизм формирования самих пластовых льдов.

Известны и широко обсуждаются в литературе сложно дислоцированные морские плейстоценовые отложения, содержащие пластовые льды. Они многократно встречаются на севере Западной Сибири и занимают, судя по всему, обширные пространства на Ямале и Гыдане. Это комплексы, представляющие собой совместно деформированные крупную ледяную залежь, равномерно пронизанную тонкими грунтовыми прослоями, и перекрывающую залежь глинистую высокольдистую толщу. Происхождение и условия образования этих комплексов - главная проблема, находящаяся в центре внимания многих исследователей. Перед ними стоят два вопроса: как образовался пластовый лед и каким образом возникли в нем деформации.

В более ранних работах [*Шполянская, 1989; 1991*] как решение первого вопроса был предложен механизм льдообразования пластовой залежи. Было показано, что ледяное тело должно было формироваться в Арктическом шельфовом бассейне при относительно больших (50-200 м) глубинах моря в результате сингенетического промерзания еще не уплотненных донных осадков по мере их накопления. Возможность промерзания донных осадков в море (субмаринного сингенеза) была обоснована с теплофизической точки зрения.

В данной работе делается попытка решить второй вопрос - установить природу деформаций в льдосодержащих комплексах.

Для этого исследован разрез грунтовой толщи на Западном Гыдане в долине р. Тадибеяхи. Толща состоит из двух частей (рис. 1). Нижняя часть - непосредственно ледяной пласт мощностью 5-7 м, представляющий собой трехслойное ледяное тело с большим включением грунтовых прослоев, делающих лед практически ледогрунтом. Три слоя льда выделяются по литологии грунтовых прослоев (снизу вверх - пески, суглинки, глины). Судя по характеру слоистости, ледяная пачка формировалась сингенетически в подводных условиях. Верхняя часть разреза представлена перекрывающей лед глинистой толщей мощностью 10-20 м, льдистой, с характерной эпигенетической крупносетчатой толстошлировой криогенной текстурой. Судя по криогенной текстуре, промерзание перекрывающей толщи приходило в иных условиях, чем ледогрунтовой пачки. Эпигенетический характер криогенной текстуры толщи свидетельствует о том, что промерзала она после регрессии моря в субаэральных условиях. Сама толща имеет морской генезис и возраст, одинаковый с ледогрунтовой пачкой. Это значит, что она накапливалась в море непосредственно вслед за последней, но в отличие от нее, промерзавшей одновременно с накоплением осадков, накапливалась в талом состоянии.



Рис. 1. Деформированные отложения в разрезе Тадибеяха: сверху — перекрывающая глинистая толща с эпикриогенной сетчатой текстурой; снизу — трехслойная ледогрунтовая залежь (крутые складки ледяной залежи обусловлены глубоким внедрением перекрывающей толщи)

Можно предположить, что в какой-то момент времени режим, при котором формировался ледогрунт, изменился: либо в результате накопления осадков уменьшилась глубина моря и температура придонного слоя воды повысилась; либо наступил более теплый климатический этап. Промерзание осадков прекратилось, и в дальнейшем они накапливались талыми. Об этом свидетельствует, по-видимому, «рубец» или утолщенный «шов», всегда заметный между ледогрунтовой и перекрывающей толщами, явно образовавшийся в результате некоторого оттаивания верхов ледогрунтовой пачки под влиянием накапливающегося талого грунта. Об этом же говорит и химический состав аналогичной перекрывающей глинистой толщи на Ямале, изученный Г.И. Дубиковым [1982], согласно которому, вся толща засолена, минерализация поровых вод в ней колеблется в пределах 1-12 г/л. В солевом составе преобладают Cl^- и Na^{2+} , что свойственно породам морского генезиса. Важным обстоятельством является распределение солей по разрезу. Минерализация толщи увеличивается с глубиной, достигая своего максимума на глубине порядка 12 м, затем снижается, и на контакте с ледяным пластом ее величина не превышает 1 г/л. Это значит, что в накапливающейся талой толще над уже сформировавшимся льдом в результате термодиффузии (см. [Шполянская, 1989]) соли продолжали мигрировать вверх, резко уменьшая минерализацию близлежащих ко льду слоев грунта. Когда же после регрессии моря толща начала промерзать сверху, соли отжимались вниз. Их максимум пришелся на некоторую глубину, не достигнув уровня пластового льда.

Через некоторое время после начала накопления талых глинистых осадков Тадибеяхский разрез уже представлял собой толщу, нижняя часть которой оказалась более легкой, так как состояла почти целиком из льда с температурой - 0°C, а верхняя - более тяжелой, состоящей целиком из тяжелого глинистого суглинка. Такая толща является динамически неустойчивой. Лед - идеально текучее тело. Даже при малой величине постоянной нагрузки он течет. Из механики мерзлых грунтов известно, что лед не обладает длительной прочностью. Предел длительной прочности льда при сдвиге τ

очень мал и не превышает $0,2 \text{ кг/см}^2$ при температуре льда $-0,4^\circ\text{C}$ [Дытович, 1973]. Из-за этого в нем возникает вязкопластичное течение сразу же при наложении нагрузки. Перекрывающая глинистая толща, сохраняющая высокую влажность, тоже обладает способностью к вязкопластичному течению. При этом в отличие ото льда, она имеет предел длительной прочности. Предел прочности талых глин (в нашем случае морских постплиоценовых глин) равен в среднем $0,48 \text{ кг/см}^2$ при минимальных величинах $0,28 \text{ кг/см}^2$ [Сергеев и др., 1971]. Плотность пород ρ верхней и нижней частей разреза различается достаточно заметно: ρ глин равна $2,3 \text{ г/см}^3$, ρ льда - $0,9 \text{ г/см}^3$.

В подобных случаях создаются условия для возникновения конвективной неустойчивости и образования структур проседания. Процесс подробно описан Е.В. Артюшковым [1963; 1963a]. Рассмотрим его рассуждения.

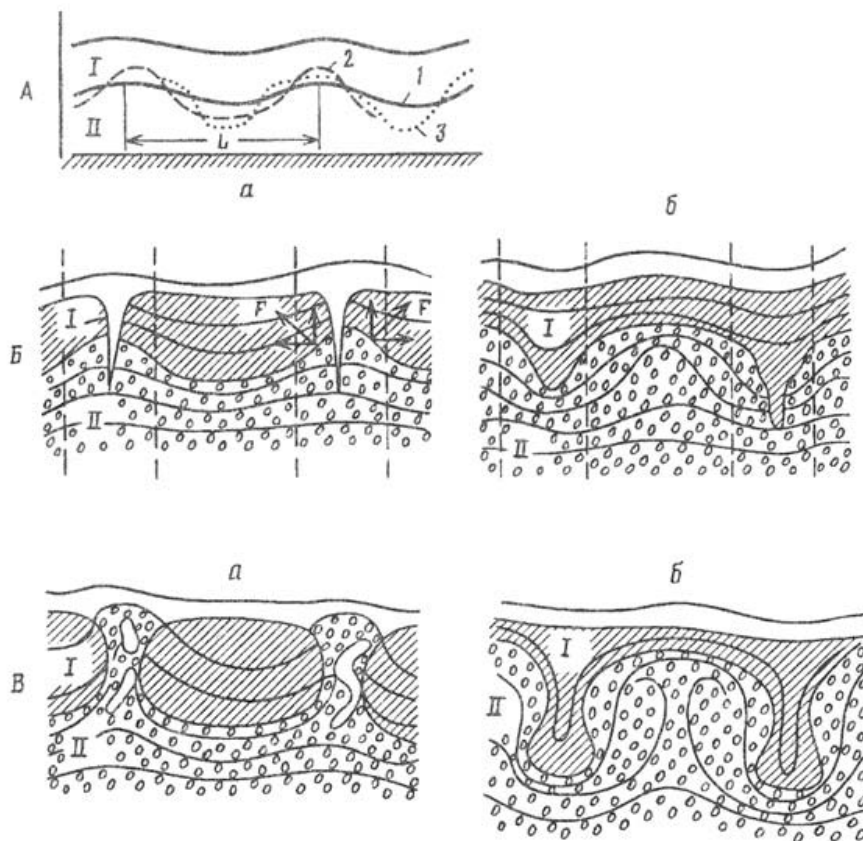


Рис. 2. Модель конвективного перемешивания грунта при инверсии плотностей (по [1, 2]): А, Б, В — первая, вторая, третья стадии неустойчивости: I — тяжелая порода; II — легкая порода; 1 — граница раздела до начала движения; 2 — искажение границы раздела при ускорении движения в ее повышениях; 3 — то же при ускорении движения в ее понижениях; а — центральное проседание; б — краевое проседание; F — сила, действующая на растягивание и разрыв грунта

Если слой вязкого грунта плотностью ρ_1 расположен над таким же слоем с плотностью ρ_2 при $\rho_1 > \rho_2$, и граница между слоями имеет некоторое, даже небольшое, периодическое возмущение (хотя в основном может быть и горизонтальной), то постепенно более тяжелый грунт I начнет опускаться, вытесняя из-под себя нижний грунт II в соседние области. В последних грунт II поднимается вверх, вытесняя в свою очередь грунт I, который начинает опускаться в следующих соседних областях (рис. 2, а). Это первая стадия неустойчивости. Движение грунта постепенно ускоряется в понижениях и повышениях границы раздела. Наступает вторая стадия процесса, при которой образуются самостоятельные ячейки движения - полигональные формы. Движение грунта при этом должно идти по-разному в зависимости от соотношения вязкостей участвующих сред η . Если η_1 верхнего слоя будет меньше η_2 нижнего слоя, то в центре полигона будет

опускаться грунт I, а по краям полигона подниматься вверх грунт II. Если же $\eta_1 > \eta_2$, то в центре полигона должен подниматься грунт II, а по краям опускаться грунт I. Первую структуру Е.В. Артюшков называет центральным проседанием, вторую - краевым проседанием (рис. 2, б). Третья стадия характеризуется внедрением грунтов друг в друга (рис. 2, в). В четвертой, последней, стадии неустойчивости происходит полное вытеснение грунта II грунтом I; слои меняются местами, и движение прекращается. Устанавливается плотностное равновесие.

Перечисленные четыре стадии реализуются далеко не всегда. В зависимости от конкретных сред процесс может остановиться на любой стадии. Например, в достаточно уплотненных породах движение, как правило, прекращается на первой стадии.

В осадочных породах в отличие от жидкостей заметное движение возникает только под действием сдвигающих усилий, близких по своей величине к пределу длительной прочности τ . Эти сдвиговые усилия создаются за счет разности давлений под повышениями и под понижениями границы раздела. Они равны $\Delta\rho \cdot \Delta h$, где $\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2$, а Δh - разность между максимальными повышениями и понижениями границы раздела. Отсюда необходимое условие неустойчивости

$$\Delta\rho \cdot \Delta h > \tau_{\max},$$

где τ_{\max} - максимальное из значений предела прочности для пород обоих слоев.

Е.В. Артюшковым оценивается и наиболее вероятная длина возникающей структуры L . Наиболее активно процесс перемешивания идет в пределах структуры, длина которой в несколько раз превышает суммарную мощность взаимодействующих слоев грунта. При большей длине процесс тормозится из-за влияния самих границ среды и вязкого трения.

Посмотрим, отвечает ли наша Тадибеяхская двухслойная толща условиям, необходимым для возникновения конвективного перемешивания. Сразу же надо сказать, что отвечает.

Во-первых, имеется, как мы уже отметили, инверсия плотностей: верхний слой более тяжелый, нижний более легкий: $\rho_1 = 2,3 \text{ г/см}^3 > \rho_2 = 0,9 \text{ г/см}^3$.

Во-вторых, сдвигающее усилие тоже вполне достаточно. Зависимость $\Delta\rho \cdot \Delta h > \tau_{\max}$ в конкретных условиях выглядит как $1,4 \text{ г/см}^3 \cdot \Delta h > 0,48 \text{ кг/см}^2$ или $1,4 \text{ г/см}^3 \Delta h > 0,28 \text{ кг/см}^2$; τ_{\max} - предел прочности перекрывающих глин, поскольку лед такого предела не имеет вовсе (при температуре 0°C). Отсюда мы можем вычислить минимальное из необходимых значение Δh . Оно равно 3,4 или 2,0 м. Такие превышения вдоль границы раздела на дне моря, безусловно, имеются. Дно неровное, и уклоны могут быть значительно большие. Соответственно и сдвиговые усилия в большинстве случаев больше рассчитанных.

Возможность пластического изгибания ледогрунтовой пачки подтверждается еще одним свойством мерзлых пород в целом и льда в частности. При сжатии мерзлых грунтов велика роль возрастания нагрузки во времени [Цытович, 1973]. Возрастание нагрузки снижает сопротивление сдвигу мерзлых пород, причем чем меньше скорость возрастания нагрузки, тем меньше сопротивление сдвигу мерзлых грунтов. Для условий Тадибеяхи это означает, что движение ледогрунта, начавшееся при мощности перекрывающего слоя, несколько превышающей 2-3 м, усиливалось все время возраставшей нагрузкой накапливающейся глинистой толщ.

В-третьих, оба слоя разреза обладают свойствами вязкопластичного течения.

Таким образом, конвективное движение грунта должно начаться. По какому пути оно пойдет, зависит, как мы уже знаем, от конкретного соотношения вязкости сред. Коэффициент вязкости морских глин от мягкой до тугопластичной консистенции меняется в пределах $2,86 \cdot 10^{10}$ - $4,4 \cdot 10^{12}$ Па·с. Однако в процессе деформирования она может увеличиваться на три-пять порядков и достигать 10^{14} Па·с [Сергеев и др., 1971; Ушаков и Красс, 1972]. Вязкость льда при температуре 0°C равна $1,2 \cdot 10^{12}$ Па·с [Цытович, 1973]. В то же время, по С.С. Вялову [Вялов и др., 1962], вязкость мерзлых грунтов

существенно зависит от напряжения: при увеличении нагрузки коэффициент вязкости η уменьшается. Например, в опыте вязкость мерзлой пылеватой супеси при увеличении нагрузки от 10 до 50 кг/см² снижалась на три порядка.

Из этого следует, что хотя вязкость верхнего и нижнего слоев нашей толщи сравнимы по своей величине, в процессе деформирования слоев вязкость верхнего слоя будет увеличиваться, а вязкость нижнего слоя уменьшаться. Следовательно, в конвективном перемешивании должно преобладать краевое проседание верхнего слоя (грунта), а это значит, что главным элементом деформации должны быть антиклинальные структуры, синклинали же должны быть более узкими и крутонаклонными.

Рассмотрение разреза Тадибеяхской толщи почти во всех обнажениях обнаруживает преобладание антиклинальных деформаций.

Еще одним свидетельством медленного вязкопластичного течения ледогрунтового пласта под нагрузкой является структура самого льда. Кристаллы льда достаточно крупные по размерам (3-5 см в поперечнике), обычно изометрической формы, на участках сильно деформированных оказывались продолговатой или изогнутой формы. В «замках» складок, где ледяные слои обычно заметно утолщаются или просто проявляются как ледяные ядра, кристаллы вытянуты (до 10 см), как бы повторяя форму крутой складки. Это результат перестройки кристаллов под нагрузкой, о которой пишут П.А. Шумский [1955] и Б.А. Савельев [1971].

О том, что происходит в толще, вовлеченной в движение, можно судить опять-таки исходя из законов механики мерзлых грунтов. Н.А. Цытович, опираясь на теорию дислокаций Ю.Н. Работнова, выделяет несколько стадий ползучести мерзлых грунтов. Сначала после возникновения ползучести она проявляется лишь в залечивании имеющихся в грунте (ледогрунте) микротрещин и микрополостей путем выдавливания влаги и отдельных элементов грунта и льда. Движение самого грунта и льда не заметно. Следующая стадия - это уже вязкопластичное течение грунта и льда без нарушения его сплошности. Процесс может закончиться на этой стадии. Но может перейти в третью стадию - стадию прогрессирующей ползучести с образованием макротрещин, сдвигов объемов грунта по отношению друг к другу и т.п.

В разрезе Тадибеяха преобладало скорее всего течение второй стадии. Но встречаются и формы третьей стадии с образованием сколов и сдвигов в пределах одной складки.

И, наконец, следует установить, сколько стадий конвективного перемешивания (по Артюшкову) проявилось в Тадибеяхской толще. Если сравнить модель Артюшкова (см. рис. 2) и разрез Тадибеяхи, то можно считать, что конвективное перемешивание зашло достаточно далеко и достигло III стадии процесса. Антиклинальные внедрения образуют здесь развитые купола, и степень взаимного внедрения верхнего и нижнего слоев, судя по исключительно неровной границе между ними и часто почти вертикальным крыльям складов, велика (см. рис. 1).

Экспериментальное исследование деформаций в условиях инверсии плотностей, весьма информативное для наших целей, провела А.М. Сычева-Михайлова [1973]. Она использовала самый разнообразный набор вязкопластичных веществ. Во всех случаях она получила внедрение верхнего тяжелого слоя в нижний более легкий с образованием куполов вещества нижнего слоя. Она тоже выделила четыре стадии процесса, где в IV, конечную, стадию верхнее и нижнее вещества меняются местами. А.М. Сычева-Михайлова выявила, что при конвективном перемешивании возникают не одна, а по крайней мере две генерации куполов и их взаимоотношение в пространстве дает самые разнообразные и сложные формы. Она подробно описывает их появление. Сначала возникают купола первой генерации как основная форма поднятий, затем сопутствующие - валообразные поднятия-перемычки между куполами и перемычки погруженные. Одновременно с завершением формирования куполов в пределах конвективных ячеек начинают формироваться купола второй генерации. Они размещены обычно в пределах

впадин первой генерации и отделены от куполов первой генерации вторичными компенсационными впадинами. Купола второй генерации обычно более мелкие, чем первичные. Рост этих куполов сопровождается изменением направления перемещения материала в пределах первичных впадин, т.е. инверсией движения. В результате таких движений возможны поднятия типа диапир. На слоистых средах сложный рисунок деформаций двух генераций хорошо виден (рис. 3).

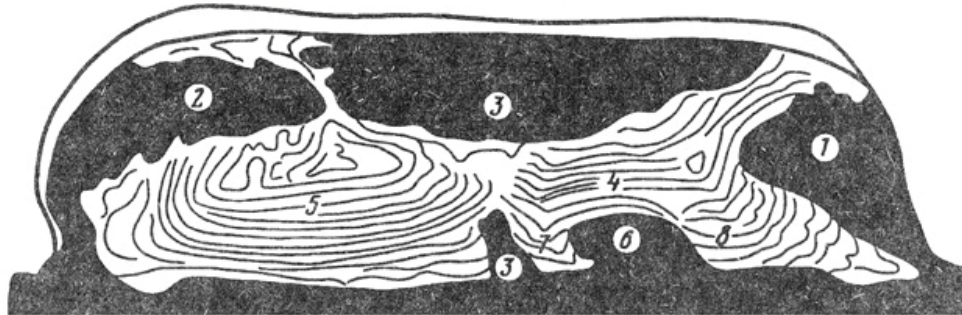


Рис. 3. Вертикальный разрез модели экспериментального конвективного перемешивания (по [16]): 1 и 2 — купола первой генерации; 3 — купол первой генерации четкообразный, общий для двух ячеек; 4 и 5 — первичные впадины; 6 — купол второй генерации, образовавшийся в первичной впадине; 7 и 8 — вторичные впадины; исходная среда: два слоя — сверху тонкослоистая канифоль (вязкость $5,8 \cdot 10^4$ Па·с, плотность $1,03$ г/см³); снизу темный битум (вязкость $2,5 \cdot 10^3$ Па·с, плотность $0,097$ г/см³)

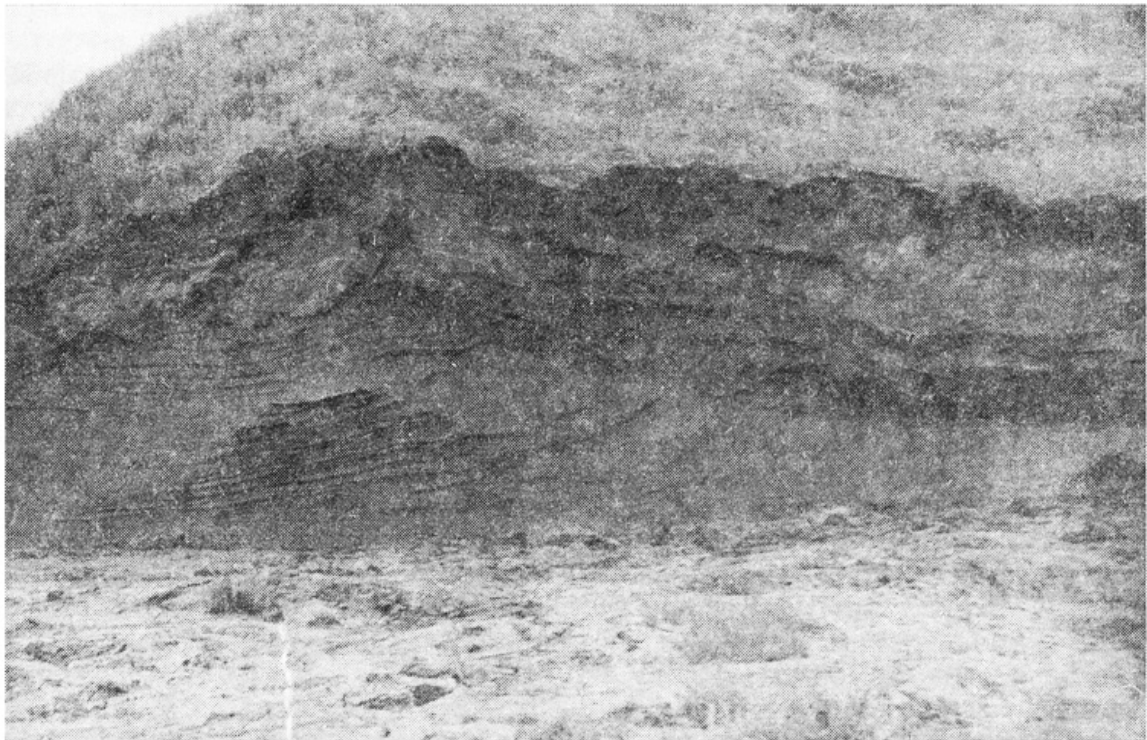


Рис. 4. Участки Тадибеяжского разреза; пластовый лед (деформации похожи на экспериментально полученные А. М. Сычевой-Михайловой — см. рис. 3)

Вид деформаций на рис. 3 очень сходен с рисунком деформаций на некоторых участках разреза Тадибеяжа (рис. 4). Сходна и «разномасштабность» деформаций (куполов-складок), когда в одном разрезе сосуществуют крупные антиклинальные

складки, чаще всего срезанные поверхностью, деформации среднего размера и мелкие завихрения слоев, сопровождающие их. Одинаков и большой разброс в положении складок, когда помимо обычных субвертикальных складок встречаются и лежащие. Все это говорит в пользу конвективного механизма дислоцированных образований Тадибеяхи.

В литературе существуют и иные мнения о механизме образования подобных дислоцированных отложений. Все они сводятся к одновременности процессов льдообразования и дислоцирования. А.И. Попов [1984], первым поставивший этот вопрос, считает, что льдообразование и пликативные деформации - процессы одновременные и генетически взаимосвязанные. Суть его представлений заключается в том, что тиксотропное разуплотнение донных осадков во время разного рода подводных оползней приводит к одновременному замерзанию выделившейся при этом свободной воды и деформации грунта. Такое явление А.И. Попов назвал субмаринным диагенезом. Этот механизм, по-видимому, имеет место при формировании дислоцированных льдосодержащих толщ. Однако вопрос о том, может ли он один создать столь крупные и разнообразные деформации, требует отдельного изучения. Об одновременности этих двух процессов говорит и И.Д. Данилов [1989], который связывает образование дислоцированных ледогрунтовых толщ с выходами на дне моря пресных вод и считает, что последние, взмучивая донные осадки, замерзают в условиях отрицательных температур соленых придонных вод. Этот механизм вполне реален, но может проявляться только локально. Деформирование талых пород в присутствии пресных вод в Арктическом бассейне с одновременным их замерзанием предлагает М.А. Великоцкий [1987].

Все это, конечно, может иметь место в природе, но не может обусловить процесс, практически единый на обширных территориях Ямала и Гыдана. Наша позиция, изложенная выше, состоит в том, что процесс льдообразования отделен во времени от процесса деформирования и последний начал действовать уже после завершения формирования ледяной залежи, в процессе накапливания над ней перекрывающей глинистой толщи, обусловившей возникновение инверсии плотностей.

Надо сказать, что складчатость, обусловленная инверсией плотностей и возникающая в результате конвективного перемешивания горных пород, - явление далеко не уникальное, а широко распространенное в природе. К этому явлению все больше обращаются геологи в своих попытках объяснить, например, соляные и глиняные диапиры, складки нагнетания. Обращаются и при рассмотрении проблем тектонических деформаций. В.В. Белоусов [1962] считает, что выжимание и нагнетание могут происходить в самых различных масштабах, что создает различные структурные формы от крупнейших тектонических покровов до разлинзования отдельных слоев. Деформации выжимания и нагнетания разных масштабов накладываются друг на друга как явления разных порядков.

Деформациям в земной коре под влиянием силы тяжести посвящены работы шведского ученого Х. Рамберга [1985]. Модели, приведенные в его книге, очень схожи с Тадибеяхским разрезом. По поводу его экспериментов В.В. Белоусов говорит, что полученные им диапировые структуры в моделях с вязкими жидкостями обнаруживают столь близкие сходства с природными объектами, что едва ли можно сомневаться в правильности принципа, положенного в основу таких моделей (предисловие к [Сычева-Михайлова, 1973]).

С инверсией плотностей связывают складкообразование в кристаллических и метаморфических породах. В частности, Х. Рамберг [1985] связывает с этим каледонскую складчатость Скандинавии, В.Н. Шолпо [1978] - складчатость Большого Кавказа. Инверсию плотностей и складкообразование увязывают между собой С.А. Ушаков и М.С. Красс [1972], М.А. Гончаров [1979], А.В. Вихерт [1980; 1981]. Исследования последнего показали, что в 40% разрезов на Восточно-Европейской и Сибирской платформах, в Средней Азии, Предкарпатском, Предкавказском и Предверхоанском

краевых прогибах имеет место инверсия плотностей свит. Им же отмечено, что мощности свит сильно варьируют, причем мощность верхних, более плотных, свит составляет от нескольких десятков до 500-600 м, подстилающих же, менее плотных, - от нескольких десятков до 2 000 м.

В исследованиях А.В. Вихерта важно для нас перечисление выявленных им отличительных черт конвективной складчатости. При конвекции в отличие от складок внешнего сжатия нет ни вертикального, ни горизонтального подобия складок: антиклинали не подобны синклиналям, они либо уже и круче, либо шире и положе синклиналей. И антиклинали, и синклинали не подобны себе по разным горизонтам - их структура дисгармонична на разных уровнях. Как видим, это очень похоже на модель Е.В. Артюшкова (см. рис. 2) и на разрез Тадибеяхи.

Чтобы завершить изложение наших представлений о формировании всей толщи Тадибеяхского разреза, рассмотрим строение перекрывающей ледяной пласт глинистой толщи. Как уже говорилось, судя по криогенной текстуре, эта толща промерзала эпигенетически, после регрессии моря. Характерной особенностью толщи является, во-первых, необычайно высокая льдистость (причем по всей мощности толщи), которая свидетельствует о том, что данные отложения, несмотря на обязательный этап диагенеза, сохранили высокую влажность; во-вторых, преобладание в криогенной текстуре вертикальных ледяных шлиров. Объяснение этому можно найти скорее всего в исследованиях И.М. Горьковой [1965].

Согласно ее исследованиям, в породах, формирующихся в присутствии некоторого содержания электролитов (т.е. в морских отложениях), возникает структурная коагуляция, при которой происходит сцепление частиц по отдельным наименее гидратированным участкам их поверхности, чаще всего по ребрам и углам. При этом возникает сплошной рыхлый структурный каркас во всем объеме осадка. В порах этого каркаса удерживается значительное количество воды.

Коагуляционными связями обладают высокодисперсные морские отложения, которым полностью соответствуют отложения перекрывающей толщи в Тадибеяхском разрезе.

О коагуляционных структурных связях в морских глинах как характерной черте последних говорят Е.М. Сергеев и др. [1971], Н.А. Цытович [1979].

Для глин с коагуляционной структурой, согласно И.М. Горьковой, характерна синеретическая природа уплотнения. Происходит не уплотнение, а твердение породы за счет утоньшения гидратных слоев в местах контактов частиц. В то же время в порах коагуляционной структуры сохраняется значительное количество воды. При этом чем выше исходная влажность грунта, тем быстрее происходит твердение и тем оно значительнее. Одновременно чем меньше площадь контактов частиц, тем легче и быстрее происходит синеретическое отжимание воды из мест контактов в поровое пространство. В контактах частиц сохраняются лишь остаточные гидратные слои молекулярной толщины, которые при медленных деформациях способствуют течению породы.

Возвращаясь к перекрывающим глинам Тадибеяхского разреза, можно говорить, что именно этот механизм сформировал в них в процессе накопления и последующего диагенеза два главных свойства: высокую влажность и способность к пластическому течению. В процессе диагенеза эти породы не уплотнялись, а прежде всего синеретически упрочняли сцепление частиц на контактах, благодаря чему сохраняли пористую структуру и высокую влажность.

И.М. Горьковой подмечено еще одно явление в подобных грунтах. Она установила, что в процессе подсыхания грунта с коагуляционной структурой при большой влажности (у нее в интервале от 35 до 42%) в нем образуются крупные вертикальные трещины отрыва, причем трещины возникают при общем незначительном уменьшении объема породы. При этом оказалось, что чем выше исходная влажность, тем при большей

влажности образуются трещины. Эти трещины возникают изнутри толщи в местах наибольших неравномерных напряжений при дегидратации породы [Горькова, 1965].

Механизм диагенеза, описанный И.М. Горьковой для грунтов с коагуляционными структурными связями, имел место, по-видимому, при формировании Тадибеяхского разреза и сыграл важную, а возможно, и определяющую роль в возникновении в дальнейшем своеобразной криогенной текстуры перекрывающей толщи. Можно предположить, как это происходило.

Накопившаяся в морском бассейне немерзлая глинистая толща, обладая коагуляционными структурными связями, в процессе диагенеза, во-первых, сохранила высокую влажность, причем за счет иммобилизованной, т.е. в большей мере свободной, а не пленочной связанной воды; во-вторых, сохранила пористую структуру; в-третьих, имела способность к пластическому течению. В процессе медленно текущих пластических деформаций при продолжающемся накоплении осадков она сохранила все эти свойства. После регрессии моря при продолжавшемся диагенезе в толще образовались крупные вертикальные трещины. Все это привело к тому, что при последующем промерзании вода, высвобождающаяся из структурных ячеек, прежде всего заполняла вертикальные трещины, замерзая в них, а потом уж образовывала поперечные ледяные шпирь, следуя фронту промерзания. Исходной структурой грунта объясняется и тот факт, что, несмотря на явное разреживание с глубиной криогенной решетки, льдистость толщи остается очень высокой по всей мощности толщи.

Заключая данное сообщение, следует сказать, что предлагаемый механизм формирования Тадибеяхского разреза дислоцированной толщи с пластовым льдом представляется нам наиболее вероятным и естественным. Этот механизм, по нашему мнению, полностью применим к аналогичным образованиям на Ямале и Гыдане, многократно описанным в литературе. Широкое распространение таких образований на севере Западной Сибири само по себе указывает на то, что их формирование должно было происходить не в аномальных локально проявляющихся условиях, а в условиях, максимально характерных для соответствующей эпохи.

Выводы

1. Дислоцированные субмаринные образования с пластовыми льдами формировались в два этапа: сначала накапливалась сингенетическая ледогрунтовая толща, и только потом происходила ее деформация.

2. Процесс дислоцирования происходил по мере накопления перекрывающей лед немерзлой толщи в условиях инверсии плотностей (перекрывающая глинистая толща оказывалась более тяжелой, чем лед). В основе механизма дислоцирования лежали конвективная неустойчивость пород и образование структур проседания.

3. Перекрывающая лед глинистая толща, определившая конвективный процесс и участвовавшая в нем, сама промерзала эпигенетически, лишь после полного освобождения от моря. Ее высокая льдистость и специфическое криогенное строение обусловлены изначальной коагуляционной структурой, свойственной морским глинистым осадкам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е.В. О возможности возникновения и общих закономерностях развития конвективной неустойчивости в осадочных породах // Докл. АН СССР. 1963. Т. 153. № 1. С. 162-165.
2. Артюшков Е.В. Основные формы конвективных структур в осадочных породах // Докл. АН СССР. 1963. Т. 153. № 2. С. 412-415.
3. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 395 с.
4. Великоцкий М.А. Дислокации и пластовые льды в четвертичных отложениях п-ова Ямал // Криогенные процессы. М.: Изд-во МГУ, 1987. С. 48-60.

5. *Вихерт А.В.* О складчатой структуре, возникающей при разуплотнении слоистых толщ // Геотектоника, 1980. № 3. С. 15-22.
6. *Вихерт А.В.* О конвективной складчатости и ее отличии от складчатости внешнего сжатия // Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 12. С. 3-9.
7. *Вялов С.С., Городецкий С.Э., Гмошинский В.Г. и др.* // Прочность и ползучесть мерзлых грунтов и расчеты льдогрунтовых ограждений. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 215 с.
8. *Гончаров М.А.* Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 169 с.
9. *Горькова И.М.* Структурные деформационные особенности осадочных пород. М.: Наука, 1965. 187 с.
10. *Данилов И.Д.* Криогенно-диагенетические образования в осадках Полярных морей // Литология и полезные ископаемые. 1989. № 3. С. 132-136.
11. *Дубиков Г.И.* [Парагенез пластовых льдов и мерзлых пород Западной Сибири](#) // Пластовые льды криолитозоны. Якутск: Изд-во СО АН СССР. 1982. С. 24-42.
12. *Попов А.И.* [О дислокациях и криолитогенезе в плейстоцене северной Евразии](#) // Вестник МГУ. Сер. 5, География. 1984. № 3. С. 3-9.
13. *Рамберг Х.* Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 399 с.
14. *Савельев Б.А.* Физика, химия и строение природных льдов и мерзлых горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1971. 505 с.
15. *Сергеев Е.М., Голодковская Г.А., Зиангиров Р.С. и др.* Грунтоведение. М.: Изд-во МГУ, 1971. 595 с.
16. *Сычева-Михайлова А.М.* Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотности горных пород. М.: Недра, 1973. 136 с.
17. *Ушаков С.А., Красс М.С.* Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М.: Недра, 1972. 155 с.
18. *Цытович Н.А.* Механика мерзлых грунтов. М.: Высш. шк., 1973. 443 с.
19. *Цытович Н.А.* Механика грунтов. М.: Высш. шк., 1979. 272 с.
20. *Шолпо В.Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 174 с.
21. *Шполянская Н.А.* О возможности промерзания донных отложений в Арктических морях // Вестник МГУ. Сер. 5, География. 1989. № 5. С. 72-79.
22. *Шполянская Н.А.* Субмаринный криолитогенез в Арктике // Материалы гляциологических исследований. 1991. № 71. С. 65-70.
23. *Шумский П.А.* Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 490 с.

Московский государственный
университет

Поступила в редакцию
20·IV·1992

Ссылка на статью:



Шполянская Н.А. Конвективная природа дислокаций в отложениях с пластовыми льдами на севере Западной Сибири // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1993. № 3. С. 94-103.