

УДК 551.351+551.882/.89 (470.2)

А.Е. Рыбалко

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ)

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ЛЕДНИКОВО-МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И СПОРНЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ - ГОЛОЦЕНЕ

Рассматриваются вопросы терминологии и классификации ледниково-морских отложений, дается вариант такой классификации, примененный к условиям и задачам геологической съемки шельфа. Обсуждается фациальная зональность ледниково-морских отложений, приводятся литологические критерии выделения генетических подразделений. Обосновывается раздельное выделение ледниково- и ледово-морских образований. Делается вывод о решающем влиянии на процессы позднеплейстоцен-раннеголоценовой седиментации в северо-западных морях России материкового оледенения.

Более 150 лет в научной литературе активно обсуждается вопрос об условиях формирования так называемых валунных суглинков, широко развитых на Русской платформе, в Западной Сибири и в других районах. Теоретические споры постепенно смещаются в область составления опорных легенд, стратиграфических схем и поисков полезных ископаемых, т.е. приобретают вполне практическую направленность.

Целью настоящей статьи не является дополнительный вклад в эту дискуссию. Автор вполне определенно разделяет точку зрения об обширных покровных оледенениях, неоднократно охватывавших в четвертичное время полярные области и достигавших средних широт. На основе морских геологических исследований на гляциальных шельфах Северо-Запада России и анализа литературных данных сделана попытка охарактеризовать литолого-генетические особенности ледниково-морских, или мариногляциальных, осадков, генезис которых и является основным предметом спора представителей различных научных направлений.

Недооценка ледникового фактора в формировании описываемых отложений служит причиной непомерного расширения толкования этого термина, что находит отражение в соответствующих палеогеографических реконструкциях и стратиграфо-генетических построениях. С другой стороны, не всегда четко определяется граница между ледниково-морскими, ледово-морскими и собственно морскими образованиями.

Обзор существующих представлений о ледниково-морском осадконакоплении. Термин «ледниково-морские осадки» широко применяется как в отечественной, так и в зарубежной литературе. Но при этом смысл, вкладываемый различными исследователями в это понятие, бывает принципиально различным.

В нашей стране большая группа геологов (Г.И. Лазуков, Н.Г. Чочиа, О.В. Суздальский, В.С. Зархидзе, И.Д. Данилов, Р.Б. Крапивнер и их последователи) придерживаются мнения об отсутствии в плейстоцене покровного оледенения и широком развитии ледниково-морских отложений на севере Евразии в пределах распространения так называемой кайнозойской трансгрессии [Данилов, 1978; Суздальский, 1976]. Новый импульс эти воззрения получили в связи с сейсмостратиграфическими исследованиями Баренцево-Карского шельфа, интерпретация результатов которых привела большую группу авторов к мнению о наличии в разрезе новейших отложений этих морей значительных по протяженности и однородных горизонтов, отражающих чередование трансгрессивно-регрессивных циклов развития шельфовых областей [Крапивнер и др., 1986; Объяснительная..., 1987; Спиридонов и др., 1992]. В качестве доказательства ледниково-морского генезиса валуносодержащих осадков приводятся литологические данные о сходстве их с современными осадками полярных морей по гранулометрическому составу, о составе легкорастворимых солей и т.д. [Данилов, 1983].

Однако для большинства указанных работ характерно полное отсутствие представлений о фациальной зональности осадков, практически ставится знак равенства между ледниково- и ледово-морскими образованиями [Данилов, 1978; Лазуков и др., 1976]. Имеющиеся данные об относительно невысокой дальности транспортировки обломочного материала припайными льдами обычно игнорируются [Лисицын, 1961]. Даже в основополагающих работах отсутствуют генетические классификации ледниково-морских отложений, а положения о неоднократных повышениях и понижениях уровня моря, достигающих весьма значительной амплитуды, генетически не обоснованы. О последнем, впрочем, говорят и сами авторы этих идей [Лазуков и Чочиа, 1986].

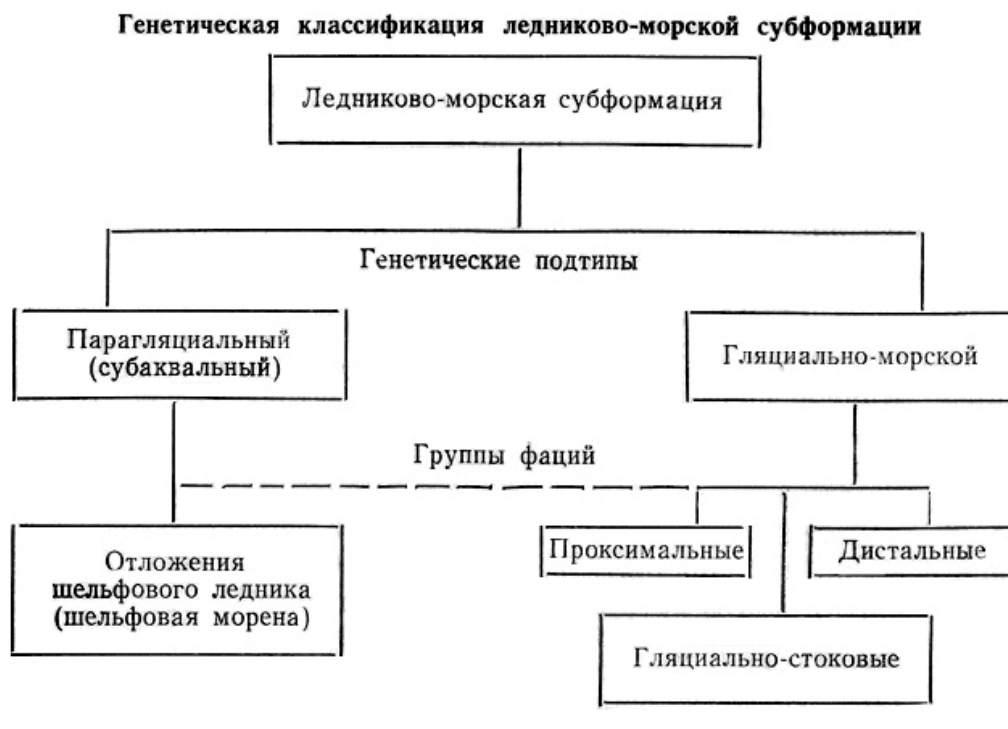
Принципиально иные представления о ледниково-морском седиментогенезе сформировались в результате изучения четвертичных отложений гляциальных шельфов, особенно в районе современного оледенения у берегов Гренландии, Антарктиды и Шпицбергена [Лаврушин, 1969; Матишов, 1986; Рухина, 1973; Brodzikowski & Van Loon, 1987; Glacial..., 1986; Powell, 1984]. В основе этих взглядов лежит тесная связь между формированием ледниково-морских осадков и особенностями развития ледниковых щитов, что находит отражение в разрезе новейших отложений, свидетельствующем о последовательной дегляциации приполярных шельфов. Определяющим диагностическим признаком служит фациальная зональность, характеризующая прогрессивное уменьшение влияния ледникового фактора по мере удаления от края ледников.

Важным, но не всегда учитываемым фактом является различие формирования рассматриваемого типа осадков на открытых океанических шельфах и во внутренних бассейнах, имеющих ограниченную связь с Мировым океаном. В последнем случае характер накопления ледниково-морских осадков весьма сходен с ледниково-озерной седиментацией. Соответственно близка и фациальная зональность.

Ледниково-морской этап седиментации занимает вполне определенное положение в разрезе единого гляциоседиментационного цикла, отражающего смену ледникового (континентального) седиментогенеза водным (морским или озерным). При этом мощность описываемых осадков обычно максимальна по отношению к другим элементам этого ритма за счет интенсивного выноса продуктов таяния ледников и развития гляциоэвстатической трансгрессии. Эти обстоятельства позволили нам совместно с М.А. Спиридоновым выделить в строении разреза четвертичных отложений гляциальных шельфов самостоятельную ледниково-водную формацию, а в ее составе - ледниково-морскую субформацию [Особенности..., 1984]. Не останавливаясь подробно на раскрытии этого положения, укажем, что подобный подход позволяет принципиально по-разному толковать происхождение ледниково- и ледово-морских образований, которые формируются в большинстве северных морей с периодическим ледовым покровом.

Генетическая характеристика ледниково-морских осадков. В настоящее время существует большое количество классификаций ледниково-морских отложений. Они

основаны на различных принципах выделения генетических таксонов, в том числе на характере фронтальной зоны ледников, их термальном режиме, особенностях донного рельефа, динамике водного бассейна, расстоянии от края ледника. Не все из этих классификаций могут быть использованы для практического картирования гляциально-морских образований, так как часто установление генотипов опирается на характеристики процессов седиментации, а не на реальное выделение конкретных геологических тел.



В 1989 г. нами была предложена генетическая классификация ледниково-морских отложений, ориентированная на возможность использования ее при геологической съемке шельфа (схема). Эта классификация предусматривает выделение таксонов трех уровней. Первый из них охватывает целиком всю ледниково-морскую субформацию и может рассматриваться как единый генетический тип. Второй уровень предусматривает учет соотношения в формировании осадков ледникового и морского факторов. И, наконец, третий уровень генетической типизации основан на выделении фациальных обстановок, определяющихся расстоянием от края ледника, интенсивностью поступления обломочного материала, характером гравитационных процессов и т.д.

В соответствии с этим, в составе ледниково-морской субформации выделяются два генетических подтипа - парагляциальный (субаквальный) и гляциально-морской.

Парагляциальные (или похожие на ледниковые) отложения отражают преобладание ледникового фактора седиментации. Соответственно осадки, охватываемые этим понятием, несут следы накопления в водной среде, хотя и напоминают обычную морену. Формирование рассматриваемых образований связано с пассивным вытаиванием обломочного материала из подошвы шельфового ледника (при условии ее «теплого» состояния) и аккумуляцией при слабом сортирующем воздействии водных масс. Подобные отложения А. Дрейманис выделяет как «водный тилл» [Dreimanis, 1979], а Ю.А. Лаврушин - как «шельфовую морену» [Лаврушин и Чистякова, 1988].

Собственно гляциально-морские отложения (или второй генетический подтип) образуются за счет

- обломков, поступивших при вытаивании из подошвы айсбергов или при их перевертывании [Лаврушин и Чистякова, 1988; Brodzikowski & Van Loon, 1987];

- взвешенного материала пелитовой размерности - продуктов таяния континентального ледника, а также принесенных морскими течениями;
- алевропесчаного влекомого материала, поступающего в приледниковый бассейн с потоками талых вод.

Различное соотношение осадочного материала, поступающего из указанных трех источников, а также динамика самого седиментационного процесса и создают характерный облик рассматриваемых отложений: полимодальность гранулометрических распределений, наличие гравийных и галечных (щебнистых) обломков в глинистых осадках, специфические слоистые текстуры, а также их дислокации, что позволяет опознавать эти образования в разрезах.

Установление третьего уровня генетической типизации (фациальной) затруднено крайне широким набором седиментационных обстановок, связанных как с разнообразием источников продуктов таяния ледника, так и с различной гидродинамикой приледникового бассейна. По нашему мнению, для целей картирования реально выделение трех фациальных групп: проксимальной, гляциально-стоковой и дистальной (айсбергового разноса).

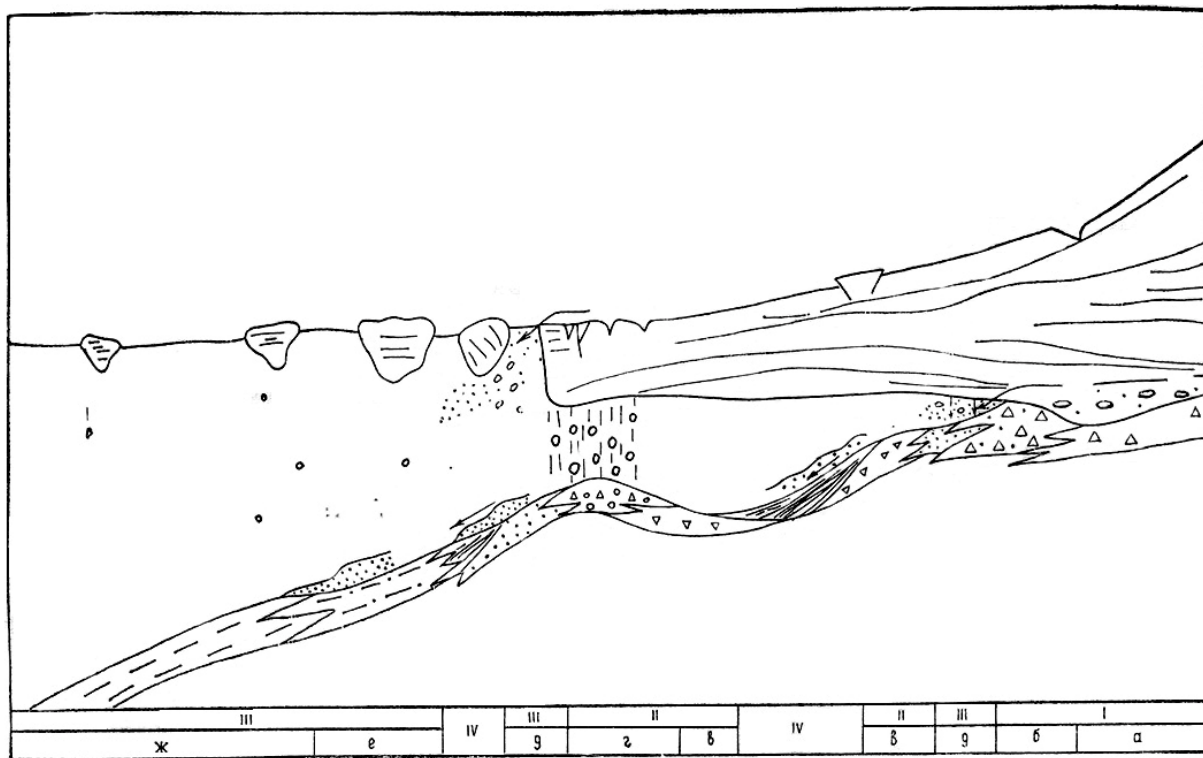


Рис. 1. Схема фациальной зональности ледниково-морских отложений у края шельфового ледника.

I — ортогляциальный генетический подтип ледниковых отложений, фации: *a* — основная морена, *b* — морена линии налегания; *II* — парагляциальный генетический подтип ледниково-морских отложений, фации: *в* — шельфовая морена, *г* — краевая шельфовая морена; *III* — мариногляциальный генетический подтип ледниково-морских отложений, фации: *д* — проксимальные, *е* — дистальные внутренние, *ж* — дистальные внешние; *IV* — гляциально-стоковые ледниково-морские отложения.

Проксимальная зона осадконакопления характеризуется активным поступлением обломочного материала из фронтальной зоны ледников. Соответственно здесь накапливаются песчанистые, часто слоистые отложения.

Гляциально-стоковая седиментационная обстановка отличается массовым перемещением обломочных масс по склону, сопровождающимся активной эрозией морского дна. В результате формируются своеобразные градиционно-слоистые осадки, «обломочная часть» которых представлена подстилающими образованиями.

Дистальные фации ледниково-морских отложений выделяются исключительно за счет наличия в типичных морских осадках продуктов таяния айсбергов [Powell, 1984],

которые получили в современной литературе название «дропстоны» [Гляциологический..., 1984]. Больше или меньше их количество определяется преимущественно расстоянием от края ледника (рис. 1).

Основные литологические признаки ледниково-морских осадков. Отложения шельфовых морен весьма сходны по литологическому облику с основной мореной, что нередко обуславливает неправильную трактовку их генезиса. Главным диагностическим критерием являются текстурные особенности, связанные с накоплением шельфовой морены в воде. Этим объясняется лучшая сортировка обломочной части и появление в осадках некоторого подобия слоистых текстур. Поступление под ледник интра- и субгляциальных талых вод вызывает появление в отложениях песчаных прослоев неправильной формы. По-видимому, с талыми водами поступают и органогенные остатки, захваченные ледником с окружающей суши. Так, в парагляциальных отложениях Новоземельского шельфа часто отмечается малочисленный смешанный комплекс фораминифер, среди которых встречаются и мезозойские формы [Спиридонов и др., 1992]. Влияние водной среды сказывается и в некотором разуплотнении осадков. В Баренцевом море плотность шельфовых морен не превышает $2,0 \text{ г/см}^3$ при аналогичном показателе для их континентальных аналогов $2,1-2,4 \text{ г/см}^3$ (данные В.Г. Зайончека).

Гранулометрический состав парагляциальных осадков тесно связан с гранулометрией экзарированных пород в области питания, однако в большинстве случаев имеет четкий бимодальный характер с пиками в пелитовой и тонкопесчаной фракциях (рис. 2). Характерно большое однообразие гранулометрического состава на значительном протяжении.

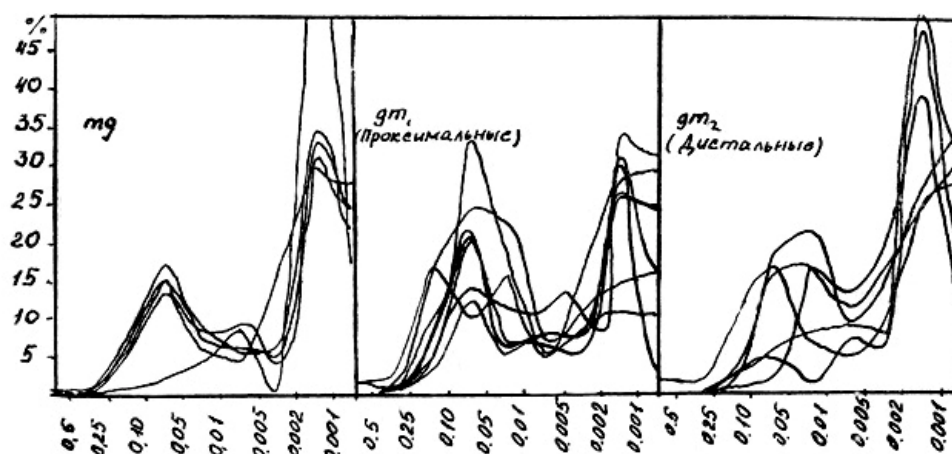


Рис. 2. Типовые кривые распределения гранулометрического состава ледниково-морских отложений различных фациальных зон.

Кровля описываемых образований нередко переработана подводными течениями, что приводит к обогащению поверхностных слоев грубообломочным материалом. Нижний контакт нечеткий, и переход шельфовых морен в континентальные постепенен.

Литологическая характеристика собственно гляциально-морских осадков гораздо разнообразнее, что связано с многообразием седиментационных обстановок их накопления.

В проксимальных фациях, которые располагаются как у фронта ледника, так и у линии его налегания на грунт [Powell, 1984], накапливаются самые различные типы осадков - от галечно-гравийных до песчано-глинистых. Пульсационное таяние ледника находит свое отражение в слоистой текстуре, что является одним из главных диагностических признаков проксимальных отложений (рис. 3). Слоистость имеет вид от типично ленточной до неясно выраженной. Характер ее обычно неправильный,

линзоватый, подчеркиваемый скоплениями песка. По мере удаления от края ледника слоистость становится все более правильной, приближаясь к типично ленточной. Отдельные более мощные прослои с типичным градиционным характером распределения обломочного материала могут быть связаны с мутьевыми потоками, спровоцированными перевортыванием айсбергов.

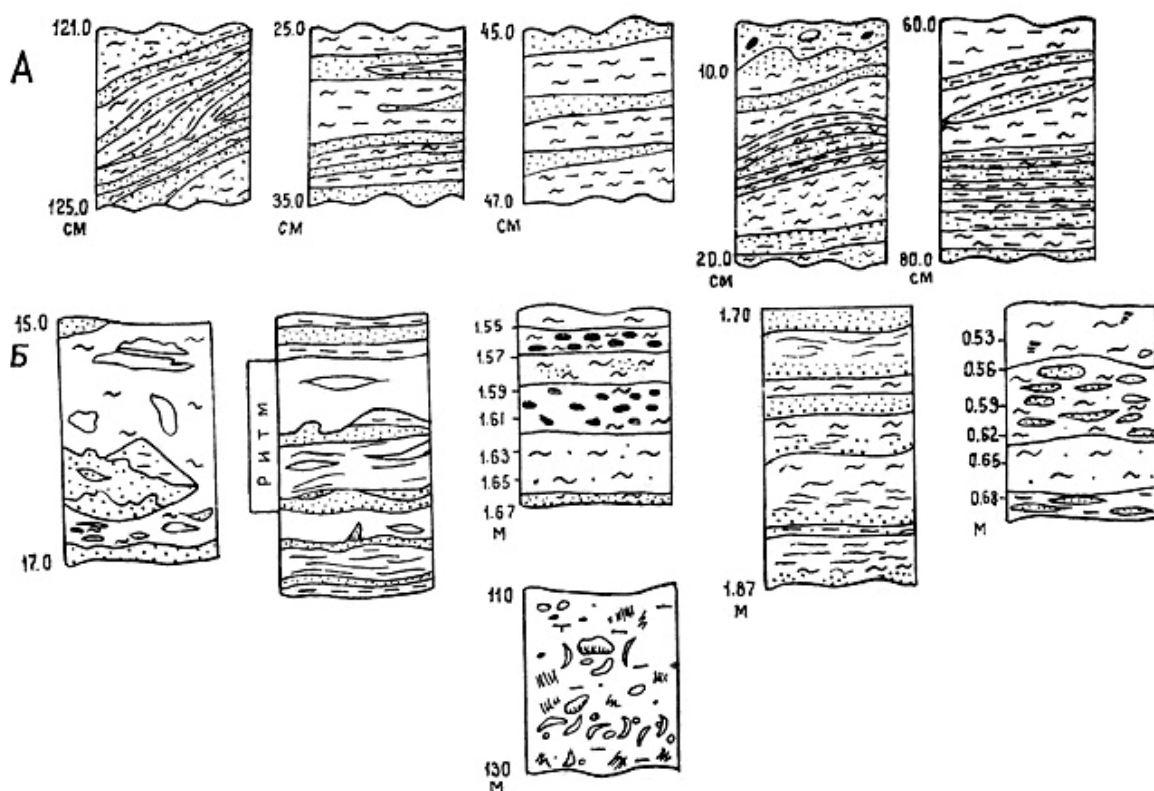


Рис. 3. Характерные слоистые текстуры проксимальных (А) и гляциально-стоковых (Б) осадков.

Среди гляциально-морских отложений преобладающими литотипами являются песчаные глины, реже глинистые пески. В любом случае для них характерен смешанный состав и очень плохая сортировка (рис. 1). Модальные фракции имеют обычно мелкопесчаную и пелитовую размерности.

Как правило, в разрезе описываемые отложения уплотнены ($1,5-2,0 \text{ г/см}^3$), причем плотность возрастает вниз по интервалу. Влажность обычно не превышает 30-40%. Исключение составляют песчаные разности, которые насыщены водой и приобретают текучую консистенцию.

Для проксимальной зоны открытого шельфа крайне характерно воздействие айсбергов. Мы уже упоминали, что перевортывание их при откалывании (или при таянии) ведет к попаданию на грунт абляционного, преимущественно грубообломочного материала, а также провоцирует возникновение суспензионных потоков. Кроме того, айсберги активно воздействуют на дно, производя выпахивающее действие и образуя своеобразные борозды до нескольких метров глубиной [Ice..., 1987], а также вызывают дислокации в осадках (рис. 4).

Примером проксимальных ледниково-морских отложений является литоконкомплекс 4В₂ на Новоземельском шельфе. Характерен парагенезис этих образований с шельфовыми моренами, почти полное отсутствие органических остатков, низкое содержание $S_{\text{орг}}$ и CaCO_3 . На прибрежной равнине Новоземельского шельфа ледниково-морские образования имеют другой характер. При сохранении слоистой текстуры в них отмечается обилие органических остатков, в том числе малакофауны, а также специфическая

диагенетическая пятнистость, присущая обычно морским отложениям. Подобный их характер связан с более молодым, голоценовым временем формирования, когда край ледника омывался теплыми водами. Это обусловило бурное развитие биоса. В настоящее время подобный характер ледниково-морского осадконакопления присущ фьордам Шпицбергена [Жамойда, 1982].

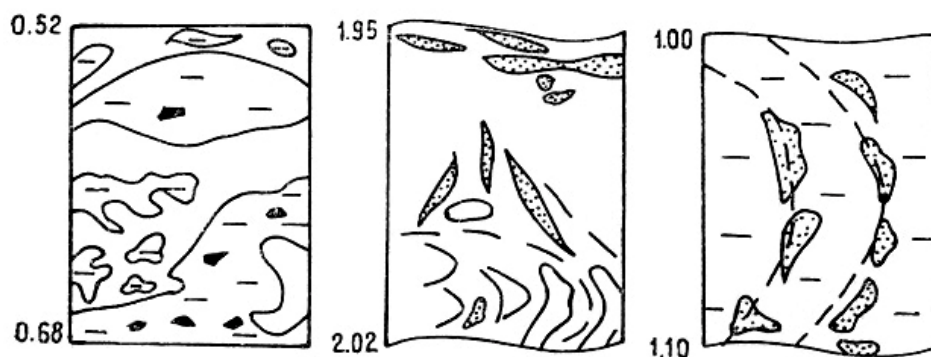


Рис. 4. Дислокации слоистых текстур под воздействием айсбергового выпаживания в ледниково-морских осадках.

К проксимальным фациям относится и большинство описанных нами ранее ленточно-слоистых осадков Кандалакшского залива [Геология..., 1980], при этом экзарация ледником непосредственно кристаллического фундамента обеспечила песчанистый состав этих отложений, более грубозернистый, чем у их генетических аналогов Новоземельского шельфа. Развитие эвстатической трансгрессии и удаление края ледника отразились в постепенном уменьшении мощности слоев и снижении содержания алевропесчаных частиц в осадках вверх по разрезу. Подобный характер строения осадочных толщ присущ отложениям внутренних морей как ледниково-морского, так и ледниково-озерного генезиса.

Специфической чертой проксимальных зон является лавинный характер седиментации. Наблюдения у края современных ледников Шпицбергена показали, что скорость осадконакопления может достигать 60-100 мм/год. Правда, уже на расстоянии 20-25 км она резко уменьшается - до 5-10 мм/год [Elverhøi et al., 1983]. Соответственно ширина полосы проксимальных фаций обычно не превышает 5-6 км, несколько возрастая (до 50 км) при наличии шельфового ледника.

Для осадков гляциально-стоковой группы фаций, тесно ассоциирующих с проксимальными отложениями, также характерно градационно-слоистое строение. Отличие заключается в насыщении осадочных образований продуктами эрозии морского дна и связи со склонами впадин, желобов или их подножиями.

Типичным представителем подобных осадков являются «комковатые глины» Баренцева моря, развитые на склонах Центральной впадины [Арктический..., 1987; Лаврушин и Чистякова, 1988]. В качестве основы («матрикса») в них присутствует глинистое вещество, насыщенное комочками плотных алевритов округлой формы, размер которых колеблется от первых миллиметров до 10-25 мм. Эти комочки либо рассеяны по разрезу, либо образуют прослой мощностью от 0,2 до 1,5 м, где распределение псевдообломочного материала имеет градационный характер (рис.3).

Для осадков дистальной группы фаций, которые обычно формируются в более глубоководных условиях, чем отложения фронтальных приледниковых зон, характерно преобладание алевропелитовых разностей, в которых резко выделяется своим несоответствием гидродинамическому режиму примесь песчаных и гравийно-галечных частиц. Они, как правило, формируют собственную субмодальную фракцию (рис. 2), но в то же время составляют незначительную часть осадка. Основная часть дистальных отложений имеет массивное сложение или очень слабо стратифицирована. Попадание

«дропстонов» в мягкий текучий осадок обуславливает появление специфических текстур вдавливания, огибания и т.д. [Powell, 1984].

Типичными дистальными осадками являются отложения литокомплексов 2П и 4Ва Новоземельского шельфа. В первом случае это зеленовато-серые илы с органикой и небольшой примесью песка и гравия, во втором - слабоуплотненные (1,7-1,9 г/см³, влажность 30-40%) тонкоотмученные серые и коричневые глины, постоянно содержащие дресву и щебень новоземельских пород. Примером дистальных образований внутреннего шельфа могут служить тонкоотмученные коричневые глины Терского побережья Кольского полуострова [Геология..., 1980].

Ширина зоны дистального ледниково-морского осадконакопления может достигать нескольких сот километров и определяется дальностью разноса айсбергов [Powell, 1984]. Внешней границей этой группы фаций может служить резкое (до 1 %) уменьшение количества «дропстонов» и примеси песчаного материала айсбергового происхождения.

Фациальная зональность ледниково-морских осадков во многом определяется как состоянием подошвы ледника («теплой» или «холодной»), так и характером его фронтальной зоны [Powell, 1984]. В случае наличия шельфового ледника набор фаций весьма разнообразен и состоит из чередования типичных шельфовых морен, разнообразных проксимальных отложений, постепенно сменяющихся гляциостокковыми и дистальными образованиями. В случае же налегания ледника на грунт проксимальные фации непосредственно замещаются дистальными, а сам характер осадков более однороден.

Спорные вопросы палеогеографии Северо-Запада России в позднем плейстоцене - голоцене. Изложенные выше материалы показывают, что существуют четкие структурно-вещественные и фациальные критерии выделения ледниково-морских осадков, позволяющие надежно отделять их от ледово-морских образований. Так, например, в Белом море в аллереде - начале пребореала фациальная зональность определялась расстоянием от края деградирующего покровного ледника. В это время в Кандалакшском заливе накапливались ленточноподобные проксимальные осадки, к востоку фациально замещающиеся (в районе устья р. Варзуга) дистальными тонкоотмученными глинами. В Горле Белого моря уже в конце позднеледниковья стали накапливаться типичные морские осадки.

Начиная с бореального времени фациальная зональность определяется уже чисто гидродинамическими факторами и носит циркумзональный характер. При этом грубообломочный материал, разносимый припайными льдами, разгружается на расстоянии до 20-25 км от берега и практически полностью отсутствует в центральных глубоководных районах. Основная масса валунно-галечного материала связана с зонами размыва (современными и более древними) ледниково-морских и ледниковых осадков.

Не менее определенным признаком оледенения шельфа являются пояса краевых аккумулятивных образований, установленные в настоящее время на многих морях гляциальной зоны [Геология..., 1980; Elverhøi et al., 1983; Rokongen et al., 1979; Sodeberg, 1988]. Эти пояса четко выделяются в рельефе морского дна и маркируют пределы распространения на прибрежной окраине ледниковых языков. На тех участках шельфа, которые не испытали в четвертичное время покровное оледенение, подобные формы рельефа отсутствуют.

На Баренцевом море фациальная зональность ледниково-морских отложений отражает последовательную смену площадного покровного оледенения, охватывавшего весь Баренцевоморский шельф [Гатауллин и Поляк, 1990], локальным развитием ледниковых покровов, опоясывающих свои континентальные центры вплоть до полной дегляциации шельфовой зоны.

Так, на Новоземельском участке по направлению к берегу в беллинге - среднем дриасе наблюдается последовательная смена дистальных серых глин с примесью

айсбергового песчаного и дресвяного материала «комковатыми глинами» гляциально-стоковой группы фаций, проксимальными темно-серыми слоистыми песчано-глинистыми алевритами и, наконец, ледниковыми отложениями, слагающими новоземельский краевой ледниковый комплекс [*Спиридонов и др., 1992*].

Современная фациальная зональность в том же направлении отражает существующий гидродинамический режим и представлена следующим рядом осадков: бассейновые морские илы небольшой мощности - галечно-песчаные подводные элювиальные отложения, перекрывающие подводные выходы морены, - песчаные палимпсестовые осадки Новоземельской прибрежной равнины. При этом гравийно-галечные обломки, связанные как с ледовым (припайным), так и с айсберговым разносом в илах Центральной впадины, встречаются крайне редко.

Основным выводом из вышеизложенного материала является осознание факта ограниченности распространения ледниково-морских отложений, окаймляющих ледниковые щиты, т.е. наличия четких парагенетических ассоциаций осадков гляциального шельфа. Соответственно исключается сама возможность существования ледниково-морских бассейнов с достаточно однородным характером осадков на протяжении сотен, а то и тысяч километров, как это иногда представляется, скажем, при палеогеографических реконструкциях плейстоцена Печорской низменности [*Лазуков и др., 1976*], а также Баренцева моря [*Объяснительная..., 1987*].

Полученные при инженерно-геологическом бурении шельфа Баренцева моря новейшие данные говорят о том, что на большей части территории его коренные породы перекрываются отложениями последней (валдайской) морены [*Гатауллин и Поляк, 1990*]. Следовательно, пропадает сама основа ритмо-стратиграфических построений, опирающихся на ритмичное чередование трансгрессий и регрессий на протяжении всего плейстоцена.

Из изложенного следует, что установленная схема фациальной зональности ледниково-морских отложений, а также время развития приледниковых бассейнов свидетельствуют, что в Баренцевом море в конце плейстоцена, тем более в голоцене, отсутствовал единый ледниковый щит. В это время оледенение распалось на ряд самостоятельных центров на суше, вокруг которых и происходило накопление описываемых образований.

Заключение. В предлагаемой статье описаны литолого-палеогеографические критерии расшифровки истории развития полярных шельфов, испытавших в плейстоцене покровное оледенение. Недоучет (а иногда и просто игнорирование) этих критериев не только искажает палеогеографические реконструкции, но и приводит к построению умозрительных стратиграфических схем, неправильно ориентирует геологов в поисках источников обломочного материала, что имеет уже вполне конкретное практическое значение.

Современные данные, полученные при изучении морей гляциальных шельфов, должны являться тем ключом, с помощью которого геологам следует подходить к расшифровке генезиса ископаемых толщ, развитых на современной суше полярных областей.

В заключение автор считает приятным долгом выразить признательность Е.В. Рухиной, М.А. Спиридонову и Л.В. Поляку, с которыми в течение ряда лет проводил плодотворные исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

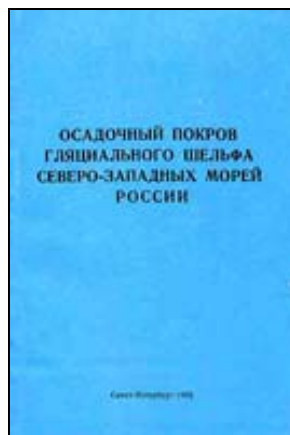
1. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время / А. А. Аксенов, Н.Н. Дунаев, А.С. Ионии и др. М., Наука, 1987. 278 с.
2. [Гатауллин В.Н., Поляк Л.В. О присутствии ледниковых отложений в Центральной впадине Баренцева моря.](#) - ДАН СССР, 1990, т. 314, № 6, с. 1463-1467.

3. Геология Белого моря / М.А. Спиридонов, Н.А. Девдариани, А.В. Калинин и др. - Сов. геол., 1980, № 4, с. 45-55.
4. Гляциологический словарь. Л., Гидрометеиздат, 1984. 527 с.
5. Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. М., Изд-во МГУ, 1978. 198 с.
6. Данилов И.Д. Основные литолого-генетические типы верхнекайнозойских отложений и особенности их литогенеза. - В кн.: Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л., 1983, с. 5-34.
7. Жамойда В.А. О современном ледниково-морском осадконакоплении в Исфьорде (Шпицберген). - Вестн. ЛГУ, 1982, № 18, с. 60-64.
8. Крапивнер Р.Б., Гриценко И.И., Костюхин А.И. Сейсмостратиграфия новейших отложений Южно-Баренцевоморского региона. - В кн.: Кайнозой шельфа и островов советской Арктики. Л., 1986, с. 7-14.
9. Лаврушин Ю.А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М., Наука, 1969. 181 с.
10. Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А. Гляциотурбидитовые отложения гляциального шельфа. - ДАН СССР, 1988, т. 303, № 1, с. 173-177.
11. Лазуков Г.И., Чочиа Н.Г. Ключевые проблемы палеогеографии позднего кайнозоя севера Евразии и некоторые закономерности распространения полезных ископаемых. - В кн.: Палеогеография и полезные ископаемые плейстоцена севера Евразии. Л., 1986, с. 5-12.
12. Лазуков Г.И., Чочиа Н.Г., Спаский Н.Я. Основы геоморфологии и геологии антропогена. Л., 1976. 220 с.
13. Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. - В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., 1961, с. 317-367.
14. Матишов Г.Г. Краевые ледниковые образования дна океана. - Океанология, 1986, т. 26, № 6, с. 967-975.
15. Объяснительная записка к опытному комплекту геологических карт Кольского шельфа (лист Р-37) масштаба 1:1 000 000. Л., 1987. 140 с.
16. Особенности геологического развития гляциальных шельфов в позднем плейстоцене - голоцене и характерные черты формирования состава и физико-механических свойств осадочного покрова (на примере Баренцева, Белого и Балтийского морей) / М.А. Спиридонов, А.Е. Рыбалко, М.С. Захаров и др. - В кн.: Изучение геологической истории и процессов современного осадконакопления Черного и Балтийского морей. Ч. 2. Киев, 1984, с. 152-157.
17. Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений. Л., Недра, 1973. 175 с.
18. Суздальский О.В. Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. Л., Наука, 1976. 112 с.
19. Brodzikowski K., Van Loon A. J. A systematic classification of glacial and periglacial environments, facies and deposits. - Earth Sci. Rev., 1987, vol. 24, № 3, p. 297-381.
20. Dreimanis A. The problems of waterlain tills. - In: Morainen and varves. Rotterdam, 1979, p. 167-178.
21. Elverhøi A., Lonne O., Seland R. Glaciomarine sedimentation in a modern fiord environments, Spitsbergen. - Polar Res., 1983, vol. 1, № 2, p. 127-149.
22. Glacial and glacial-marine sediments of the Antarctic continental shelf / J.B. Anderson, D.D. Kurtz, S.W.S.W. Domack e.a. - J. Geol., 1986, vol. 88, № 4, p. 399-414.
23. Ice erosion of a sea-floor knickpoint at the inner edge of the Stamukhi zone, Beafort Sea, Alaska / P.W. Burnes, J.L. Asbury, D.M. Rearic e. a. - Mar. Geol., 1987, vol. 76, № 1-4, p. 207-222.
24. Powell P.D. Glaciomarine processes and inductive lithofacies modelling, of ice shelf and tidewater glacier sediments based on quaternary examples. - Mar. Geol., 1984, vol. 57, № 1-4, p. 1-52.

25. *Rokongen K., Bugge T., Lofaldi M.* Quaternary geology and deglaciation of the continental shelves off Tromse, north Norway. - *Boreas*, 1979, vol. 8, № 2, p. 217-227.

26. *Sodeberg P.* Notes of the continuation of the Salpaysseika ice marginal zone in the Northern Baltic Proper. - In: *The Baltic Sea*. Espoo, 1988, p. 69-72.

Ссылка на статью:



Рыбалко А.Е. Генетические критерии выделения ледниково-морских отложений и спорные вопросы палеогеографии Северо-Запада России в позднем плейстоцене - голоцене // *Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России*. Сб. науч. трудов. СПб., 1992, с. 11-25.