

Л.В. ПОЛЯК

СТРАТИГРАФИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА МУРМАНСКОЙ БАНКИ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ

В последнее время баренцевоморский шельф стал одним из важных объектов четвертичной геологии Севера СССР. Это обусловлено, с одной стороны, большим количеством фактического материала, интенсивно возрастающего благодаря народнохозяйственному освоению шельфа, с другой - важной ролью, отводимой этому региону в различных, порой противоречивых концепциях развития полярных областей в плейстоцене. При этом бросается в глаза отсутствие обоснованной стратиграфической схемы донных отложений, которая и должна стать основой подобных построений.

Данная работа предлагает схему расчленения осадков, вскрытых при донном опробовании района Мурманской банки (сборы Ю.Г. Самойловича 1981 г. ст. 812715, 811201, 810432 - определения автора; использовались также определения микрофауны, проведенные С.В. Тамановой) (рис. 1). Основанием для создания схемы послужила хорошая корреляция изученных колонок с разрезами района Тромсе северонорвежского шельфа [*Vorren et al., 1978*], имеющими датировки по ^{14}C и сопоставимыми, в свою очередь, с прочими разрезами отложений шельфа Норвежского и Северного морей [*Løfaldi, Rokoengen, 1980*; и др.].

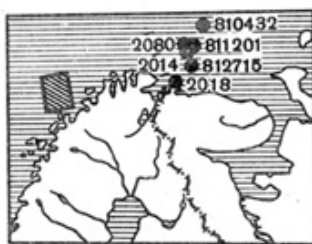


Рис. 1. Схематическая карта расположения исследованных грунтовых станций
Заштрихован район Тромсе

В колонках, полученных на Мурманской банке (так же как и в районе Тромсе), резко различаются два слоя. Нижний характеризуется выдержанностью литологического состава и представлен уплотненным алевритистым пелитом (по классификации с проведением нижней границы песчаной фракции по 0,05 мм) с включениями грубообломочного материала. В целях унификации терминологии кажется целесообразным называть данный осадок широко распространенным ныне термином «диамиктон». Верхний слой представлен рыхлым, хорошо сортированным алевритисто-пелитовым мелким песком и характеризуется фациальной изменчивостью. Прослеживается также переходный прослой. Разница между типами осадка хорошо видна на трехкомпонентной диаграмме (рис. 2).

В соответствии с этими слоями четко выделяются и комплексы фораминифер (рис. 3). Первый комплекс, приуроченный к диамиктону, является частично или полностью переотложенным. На это указывают: 1) наличие заведомо переотложенных меловых фораминифер и радиолярий; 2) частая встречаемость абрадированных и метаморфизованных раковин; 3) совместное нахождение экологически противоречивых форм (мелко- и глубоководных); 4) непропорционально высокое для арктического шельфа соотношение числа видов и экземпляров в образце. Среди тех фораминифер, которые, вероятно, являются автохтонными, доминируют *Elphidium clavatum* Cushman, *Cassidulina reniforme* Nørvang, *Islandiella norcrossi* (Cushman) - типичные для арктической

сублиторали весьма холодно- и мелководные формы, тяготеющие к застойным условиям. Для данного комплекса на северном склоне Мурманской банки характерны некоторые глубоководные бентосные виды (*Anomalina globulosa* Chapman et Parr, *Eponides?* spp. и др.) и планктонный вид *Globigerina* sp. Последний близок к *Globigerina exumbilicata* Herman (Herman, 1974) и *Globigerina* sp. A (Poore, 1979), встречаемым в основном в неоген-раннечетвертичных отложениях. На нынешнем уровне изученности проблемы эти формы логичнее считать переотложенными.

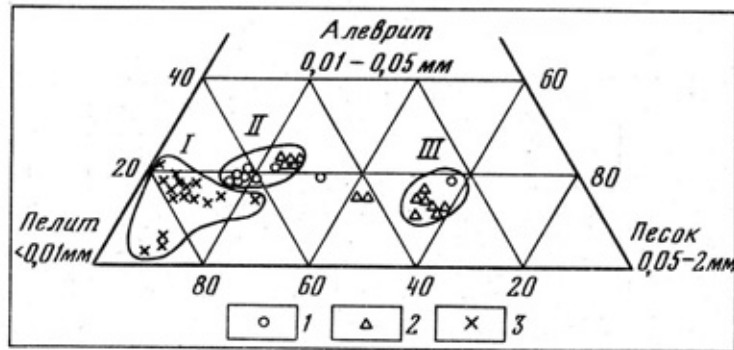


Рис. 2. Диаграмма состава осадков Мурманской банки и Центральной впадины
1 — ст. 812715; 2 — ст. 811201; 3 — ст. 810432. I — пелиты Центральной впадины; II — диамиктон; III — пески Мурманской банки

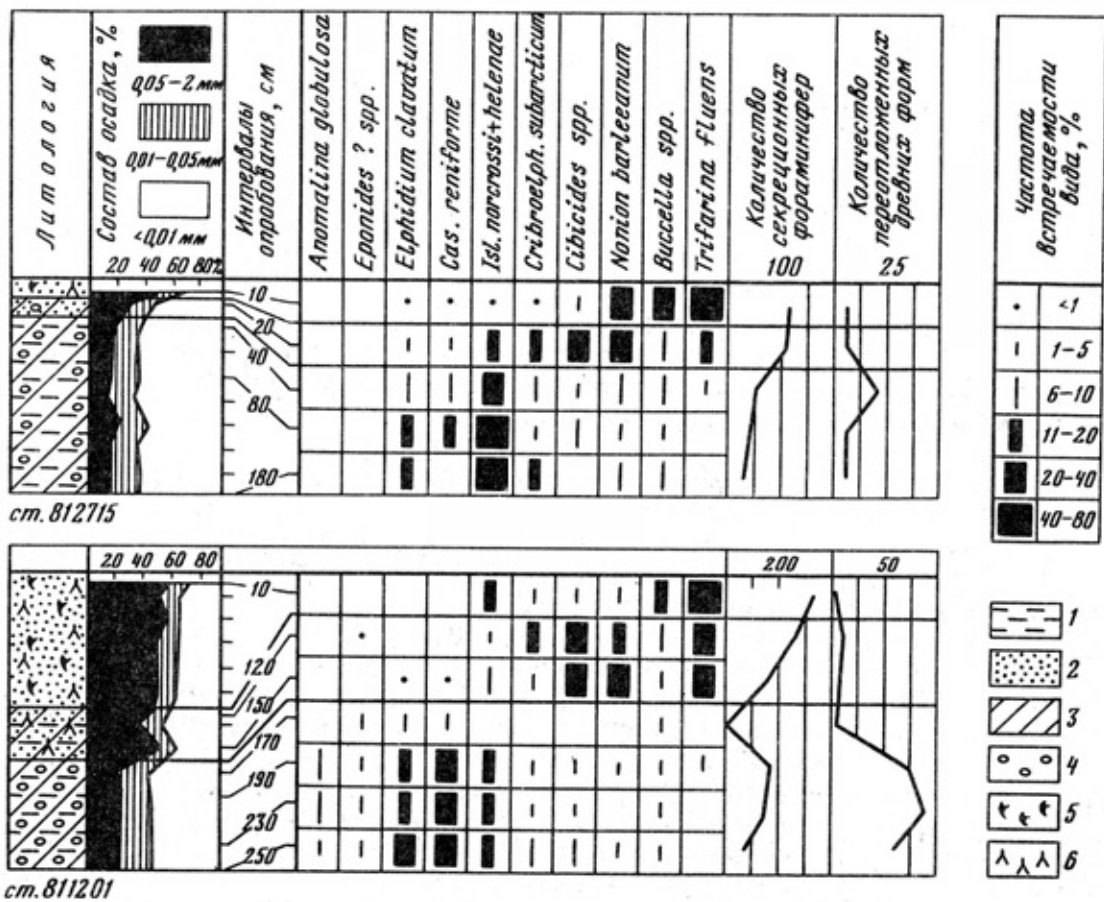


Рис. 3. Микрофаунистическая характеристика колонок ст. 812715 и 811201, Мурманская банка
1 — пелит; 2 — песок; 3 — осадок повышенной плотности; 4 — грубообломочный материал; 5 — трубки полихет; 6 — спикулы губок. Количество фораминифер дано в пересчете на 50 г сухого осадка

Второй комплекс, соответствующий верхнему слою, не несет признаков переотложения. Он направленно изменяется вверх по разрезу, превращаясь в современный, описанный для данного района Л.А. Дигас [1969]. Ядро комплекса слагают *Trifarina fluens* (Todd), *Nonion barleeianum* (Williamson), *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), *Buccella frigida* (Cushman). Первые два вида встречаются в значимых количествах только в области влияния атлантических (полносоленых, насыщенных кислородом и относительно теплых) вод. Переходному прослою соответствует и переходный комплекс, где доминируют *Cibicides lobatulus* + *rotundatus* + *klenovae*. Эта группа видов представлена прикрепленными эпибионтами и соответственно реофилами, т.е. предпочитает зоны повышенной гидродинамической активности [Østby & Nagy, 1982]. Выше по разрезу доминирует *Trifarina fluens* - относительно теплолюбивый вид, массовое распространение которого ограничено восточным склоном Мурманской банки и северным бортом Медвежинского желоба [Дугас, 1969; Østby & Nagy, 1982]. Этому слою, особенно самой верхней его части, присущи также раковины агглютинирующих фораминифер, обычно недолго сохраняющиеся в осадке. Дополнительными биотическими признаками являются трубки полихет и спикулы кремневых губок.

В свете полученных данных правомерно выделение трех комплексов (экозон): нижний - *Elphidium* - *Cassidulina*, переходный - *Cibicides* и верхний - *Trifarina*. Они полностью соответствуют одноименным зонам района Тромсе (с учетом зоогеографических различий верхнего комплекса). Имеющиеся датировки по ¹⁴C [Vorren et al., 1978] свидетельствуют о том, что нижняя экозона формировалась в вислинское (валдайское) время до 13 тыс. лет назад, переходная - во время позднеледниковья (10-13 тыс. лет назад) и верхняя - в голоцене.

Генетически осадки нижней экозоны (диамиктон) представляется логичным трактовать как гляциально-морские, формировавшиеся в условиях пониженного уровня моря, увеличения зоны контакта акватории с ледниками и смещения далеко к юго-западу границы паковых льдов [Boulton, 1979]. При этом в седиментационном режиме преобладал гравитационный фактор, а в гидрологическом - застойность вод, чем и объясняются микрофаунистические и литологические особенности данного слоя. Одновременно происходила интенсивная абразия разновозрастных древних отложений, сопровождавшаяся переотложением соответствующих микрофаунистических остатков. Повышенная обогащенность диамиктона северного склона Мурманской банки (ст. 2080, 811201) меловыми и неоген-раннечетвертичными (?) формами свидетельствует о близком залегании этих пород на возвышенности.

Осадки верхней зоны являются нормально-морскими, формировавшимися при главенствующей роли гидродинамического фактора [Vorren et al., 1978]. При этом более тонкозернистые частицы отлагаются в депрессиях, чем и объясняется наблюдаемая изменчивость состава и разница в скоростях накопления этих осадков. Мощность слоя варьирует от 0 (ст. 2014, 2080) до 120 см (ст. 811201).

Бореальный трифарино-цибицидесовый комплекс фораминифер образовался за счет миграции с юго-запада вслед за отступанием границы паковых льдов, которую можно условно отождествлять с полярным фронтом [Ruddiman, McIntyre, 1973]. Смена арктического элфидиумо-кассидулинового комплекса на бореальный прослеживается во многих разрезах вдоль побережья Норвегии [Løfaldi, Rokoengen, 1980; и др]. Она совпадает с резким увеличением роли правозавернутой *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) в планктонном сообществе [Sejrup et al., 1980], что позволяет коррелировать зону *Trifarina* с ярусом 1 изотопно-кислородной шкалы Норвежского моря [Kellogg et al., 1978].

Налицо коренное изменение палеоокеанологической обстановки, соответствующее каузально обусловленной плейстоцен-голоценовой границе. Несмотря на заведомо изохронный характер такой границы, датировки в различных участках норвежского шельфа показывают близкий возраст - около 10 тыс. лет, что совпадает с классическим хроностратиграфическим рубежом [Mangerud et al., 1974]. Вероятно, миграция полярного

фронта в это время происходила скачкообразно, и мы можем экстраполировать на исследуемый район возраст плейстоцен-голоценовой границы, равный 10 тыс. лет.

В переходном комплексе доминируют представители реофильного рода *Cibicides*, что указывает на повышенную гидродинамическую активность. Такие условия и существовали во время позднеледниковья, когда Норвежское (Нордкапское) течение буквально врывается в застойные районы. В пределах этого комплекса у побережья (ст. 2018) фиксируется позднедриасовая ледниковая осцилляция (рис. 4). Аналогичная картина изменений микрофауны описана для одного из фьордов Юго-Западной Норвегии [Aarseth et al., 1975].

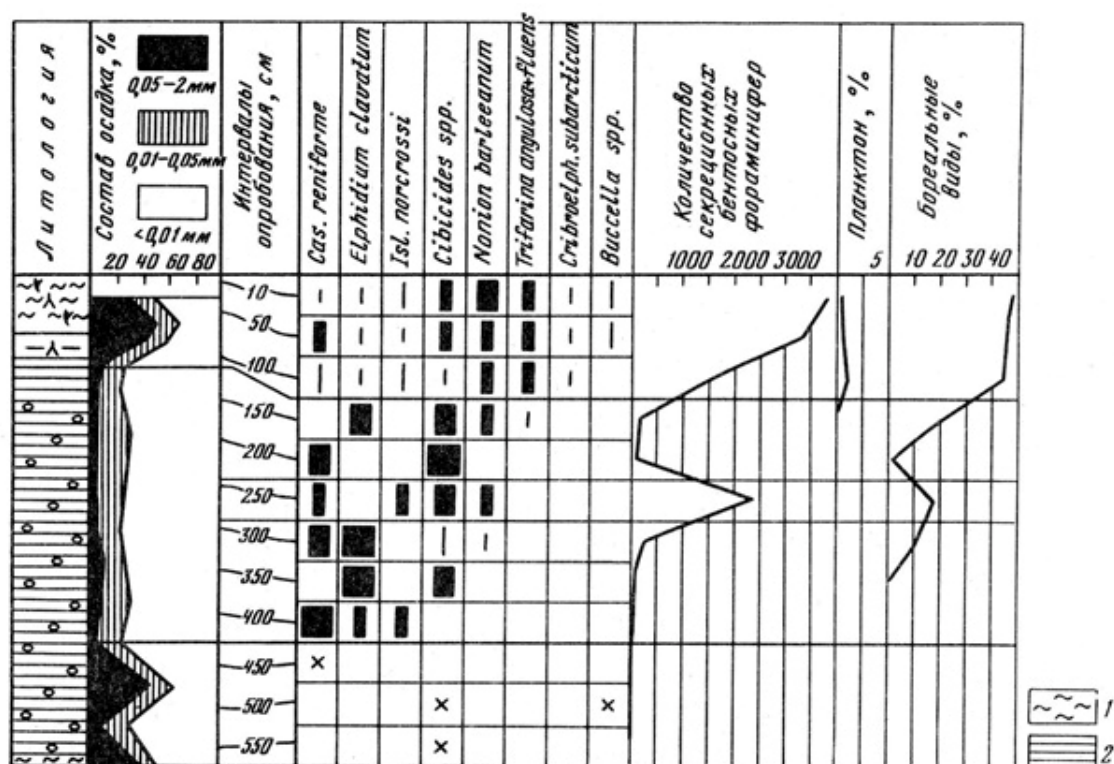


Рис. 4. Микрофаунистическая характеристика колонки ст. 2018, Западный Мурман (склон Нордкапского желоба)
1 – тонкослоистые глины; 2 – алевроит. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

Принципиально иная ситуация характеризует район Центральной впадины Баренцева моря. Колонка ст. 810432 отличается выдержанностью гранулометрического состава по всей длине при доминировании пелитовой фракции. Только некоторое количество грубообломочного материала и уплотнение осадка позволяют выделить нижний слой. Фораминифер этот слой практически лишен. Найдены лишь два экземпляра *Elphidium clavatum* и несколько древних форм. Выше появляется специфический комплекс, характеризующийся следами сильного растворения, преобладанием глубоководного вида *Oridorsalis tener* (Brady) и высоким содержанием планктона (*Neogloboquadrina pachyderma*, арктический фенотип). В верхнем слое эти аномалии исчезают и формируется нормальный, поддающийся корреляции голоценовый комплекс, своеобразие которого заключается в уменьшении вверх по разрезу количества секретионных раковин (рис. 5).

Незначительное количество перетолженной микрофауны в нижнем слое, вероятно, обусловлено удаленностью от источников сноса, а отсутствие автохтонной - режимом растворения кальцита. Возможно, здесь обитали агглютинирующие формы, раковины которых не сохранились в осадке. Свидетели глубоководности из аномального комплекса указывают на существование непосредственной связи с Норвежским или Арктическим глубоководным бассейном. По всей видимости, это связано с

тектоническими преобразованиями на рубеже плейстоцена и голоцена [Махотина, 1982]. Динамика голоценового комплекса отражает установление застойного халистатического режима во впадине, способствующего накоплению CO₂ и растворению кальцита. В современном осадке здесь господствуют агглютинирующие формы [Дугас, 1969].

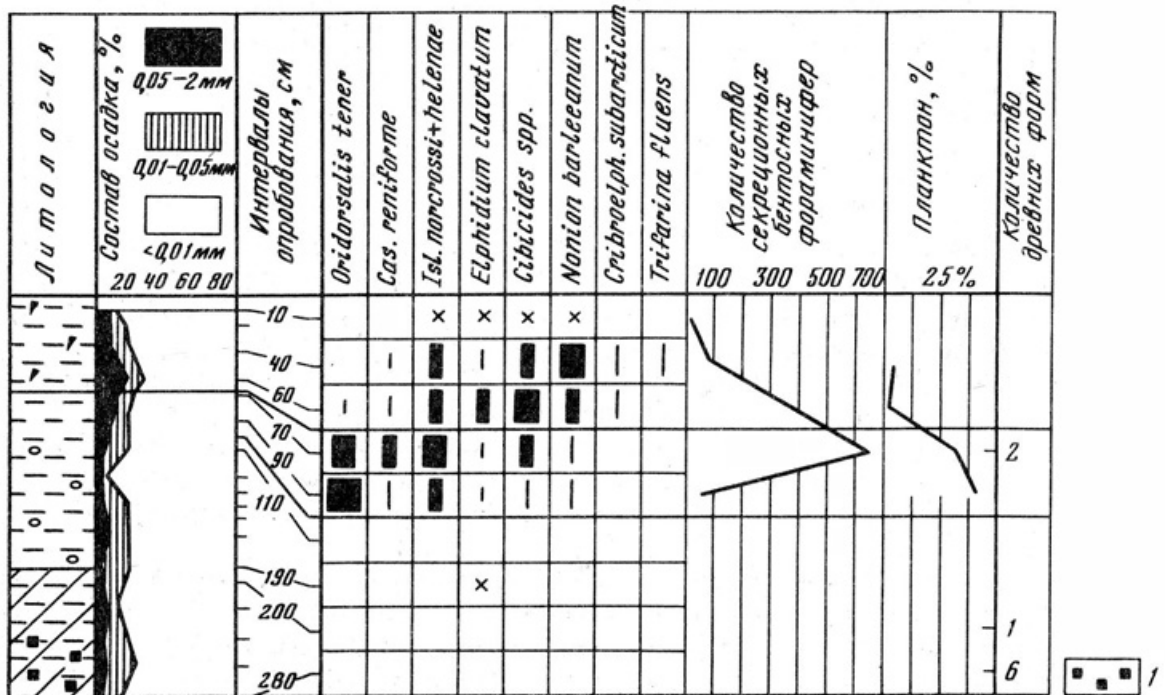


Рис. 5. Микрофаунистическая характеристика колонки ст. 810432, Центральная впадина
1 — глинистые комки. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

Схема корреляции донных отложений юго-западной части Баренцева моря

Возраст	Северонорвежский шельф (район Тромсе)	Западный Мурман	Мурманская банка	
	лет назад	Экозоны		
Голоцен	9 450 ± 340	Trifarina	Trifarina	Trifarina
Плейстоцен	10 950 ± 170 11 790 ± 280 12 360 ± 170	Cibicides	Cibicides	$\frac{1}{2}$ Cibicides
	13 550 ± 400 31 200	Elphidium Cassidulina	Elphidium случайное распределение	Elphidium Cassidulina

Итак, полученные результаты позволяют нам распространить стратиграфическую схему донных отложений северонорвежского шельфа до восточного склона Мурманской банки (см. таблицу). Центральная впадина, лежащая в другой структурно-фациальной зоне, характеризуется иной историей развития микрофауны и условий осадконакопления. Наша задача заключается в последовательной корреляции разрезов различных структурно-фациальных зон и создании единой стратиграфической схемы для Баренцево-Карского шельфа.

Особого рассмотрения заслуживают встречающиеся глубоководные элементы. Имеющийся по ним материал пока что трудно систематизировать, однако он позволяет предположить наличие нескольких периодов увеличения глубоководности бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

Дугас Л.А., Распределение фораминифер в современных осадках Баренцева моря и пограничных с ним участков Гренландско-Норвежского бассейна: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Саратов, 1969. 29 с.

Махотина Г.П. Особенности развития и строения новейшей структуры Баренцево-Карского шельфа. Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л., 1982, с. 9-15.

Aarseth I., Bjerkli K., Bjorklund K. et al. Late Quaternary sediments from Korsfjorden, Western Norway. - *Sarsia*, 1975, Vol. 58, p. 43-66.

Boulton G. A model of Weichselian glacier variation in the North Atlantic region. - *Boreas*, 1979, vol. 8, N 3, p. 373-395.

Herman Y. Arctic ocean sediments, microfauna and the climatic record in Late Cenozoic time. - In: *Marine geology and oceanography of the Arctic seas*. N.Y., 1974, p. 283-348.

Kellogg T., Duplessy J.-C., Shackleton N. Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian sea deep-sea cores. - *Boreas*, 1978, vol. 7, N 1, p. 61-73.

Lofaldi M., Rokoengen K. Late- and post-glacial foraminifera and sediments on Viknaryggen and Haltenbanken off Mid-Norway. - *Publ. Contin. Shelf Inst.*, 1980, N 103, p. 62.

Mangerud J., Andersen S., Berghlund B., Donner J. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. - *Boreas*, 1974, vol. 3, N 3, p. 109-127.

Østby K., Nagy J. Foraminiferal distribution in the western Barents Sea, Recent and Quaternary. - *Polar Res.*, 1982. Vol. 1, p. 53-87.

Poore R. Oligocene through Quaternary planktonic foraminiferal biostratigraphy of the North Atlantic: DSDP Leg 49. - In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash., 1979, vol. 49, p. 447-518.

Ruddiman W., McIntyre A. Time-transgressive deglacial retreat of polar waters from the North Atlantic. - *Quaternary Research*, 1973, vol. 3, p. 117-130.

Sejrup H.-P., Holtedahl H., Norvik O., Miljeteig I. Benthonic foraminifera as indicators of the paleoposition of the subarctic convergence in the Norwegian-Greenland sea. - *Boreas*, 1980, v. 9, N 3, p. 203-207.

Vorren T., Strass I., Lind-Hanssen O. Late Quaternary sediments and stratigraphy of the continental shelf off Troms and West Finmark, Northern Norway. *Quaternary Research*, 1978, vol. 10, p. 340-365.

Ссылка на статью:



Поляк Л.В. Стратиграфия донных отложений района Мурманской банки по фораминиферам. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1984, № 53, с. 134-139.