

ПЕЧОРОМОРСКИЙ ШЕЛЬФ В ПОЗДНЕМ ВАЛДАЕ-ГОЛОЦЕНЕ: ОСНОВНЫЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

О.Г. Эпштейн, И.А. Чистякова

Печорское море, как важная составная часть Баренцевоморского гляциального шельфа, привлекает значительное внимание исследователей, например [Эпштейн и др., 1983; Чистякова, 1997; Печорское ..., 2003; Левитан и др., 2003 и др.]. Интерес к этому бассейну заметно обострился после появления концепции [Mangerud et al., 2002] об ограниченности последнего оледенения в Западной Арктике и положении южной границы поздневалдайского Баренцевоморского шита в акватории Печорского моря (вне пределов его приматерикового мелководья).

Нами недавно проведен тщательный анализ и обобщение собранного в разные годы большого фактического материала (в том числе данных сейсмоакустических исследований и инженерно-геологического бурения – АМИГЭ, г. Мурманск) с привлечением многочисленных опубликованных работ, что позволило для Печороморского шельфа получить, как представляется, более полную и четкую картину важнейших событий осадконакопления и палеогеографии в позднем валдае-голоцене. Этот отрезок времени охватывает последний и поэтому наиболее полно представленный гляциоседиментационный цикл формирования шельфовой формации региона (разрезы отложений предыдущих циклов редуцированы процессами последующей ледниковой экзарации и гляциотектонического дислоцирования) и в максимальной мере охарактеризован фактическим материалом. Специальное внимание авторов обращено на явления послеледниковой морской трансгрессии, поскольку применительно к Печорскому морю этот вопрос рассматривался лишь в одной работе [Gataullin et al., 2001], причем в достаточно общем виде.

Прежде, чем переходить к изложению собственного материала, следует остановиться на двух предшествующих работах, которые, включая много ценной информации, в своих основных выводах противоречат полученным нами результатам. В этих статьях [Polyak et al., 2000; Gataullin et al., 2001] на основании датирования осадков в двух скважинах (210–218 и 234) и проведе-

ния корреляций сделан вывод о развитии на всем Печорском мелководье средневалдайских дельтово-авандельтовых осадков, не перекрывавшихся поздневалдайским ледником. Заключение о характере латерального распространения выделенных средневалдайских отложений базируются на результатах литостратиграфического сопоставления разрезов целого ряда скважин, которые в зоне сейсмогеологически весьма неблагоприятного Печорского мелководья¹ являются почти единственным источником геологической информации. Приведенные разрезы скважин [Gataullin et al., 2001], кроме двух вышеуказанных, представляют собой авторский вариант литологической интерпретации (сведения о ее принципах не излагаются) отчетных материалов инженерно-геологического бурения (АМИГЭ). При этом в разрезах всех скважин, помимо расположенных в непосредственной близости от скв. 210–218 (рис. 1), как тонкозернистые дельтово-авандельтовые осадки среднего валдая трактуются отложения иного, судя даже по их гранулометрическому составу, литологического типа. В первую очередь это касается части плейстоценовых ледниковых отложений (“мореноподобных суглинков”, в маринистической трактовке исполнителей морского бурения, – осадков, песчано-алеврито-глинистый матрикс которых насыщен ледниковообработанным грубообломочным материалом, в том числе валунами) – рис. 2. Наиболее наглядно реализованный [Gataullin et al., 2001] интерпретационный подход выявляется в разночтениях с материалами документации скважин, которые опубликованы. Так, в работе [Gataullin et al., 2001] в разрезах скважин 207 и 112 дельтово-авандельтовыми осадками показаны “мореноподобные суглинки”, согласно [Онищенко, Бондарев, 1988], а пласт “мореноподобных суглинков” вверху разреза скв. 384 [Мельников, Спесивцев 1995] рассматривается как пачка песчанистых алевритов, которая отнесена

¹ Печорское мелководье – приматериковая часть шельфа с глубинами моря менее 50 м

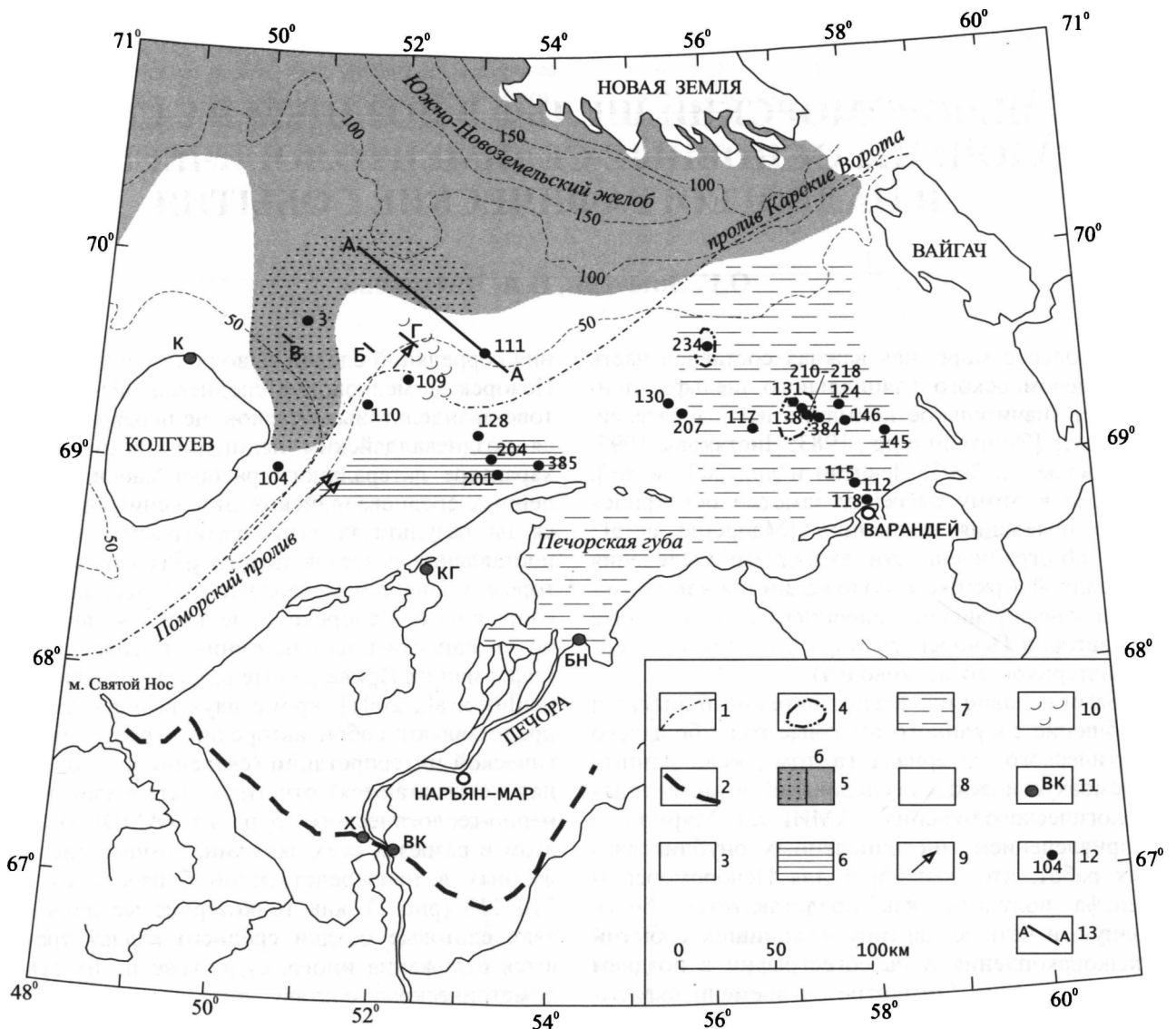


Рис. 1. Карто-схема Печороморского региона с положением объектов фактического материала и с элементами палеогеографии и геологии позднего валдая – голоцена

1 – положение южной границы поздневалдайского Баренцевоморского ледникового покрова, по (Mangerud et al., 2002); 2 – конечно-моренные сооружения поздневалдайского Новоземельского ледникового щита, согласно (Лавров, 1981); 3 – общее направление движения ледниковых масс Новоземельского щита в регионе; 4 – участки шельфа, в пределах которых верхневалдайская морена отсутствует в разрезах инженерно-геологических скважин; 5–8 – на шельфе осадочные комплексы четвертичного разреза, непосредственно перекрывающие верхневалдайскую морену, а в местах отсутствия последней – дельтово-авандельтовые отложения среднего валдая: 5 – позднеледниковые гляциоморские отложения (5а – субмаринные флювиогляциальные накопления приледниковых конусов выноса, 5б – гляциосуспензиты), 6 – позднеледниковые лимно-гляциальные ленточноподобные глины, 7 – позднеледниково-голоценовые аллювиально-дельтовые и авандельтовые осадки, 8 – голоценовые морские отложения; 9 – предполагаемое направление течения водных потоков, связанных с катастрофическими прорывами ледниково-подпрудных озер, на выявляемых НСП участках активной эрозионной деятельности этих потоков; 10 – установленное по данным НСП поле развития песчаных волн на морском дне; 11 – изученные крупнейшие естественные обнажения четвертичных отложений, в которых вскрывается верхневалдайская морена: БН – мыс Болванский Нос, ВК – Вастьянский Конь, К – Колгуев, КГ – Колоколкина губа, Х – Хонгурей; 12 – инженерно-геологические скважины, разрезы которых показаны на фиг. 2, и их номера; 13 – профиль А-А (рис. 3) и показанные вне масштаба фрагменты (Б-Г) профилей НСП (рис. 8–11).

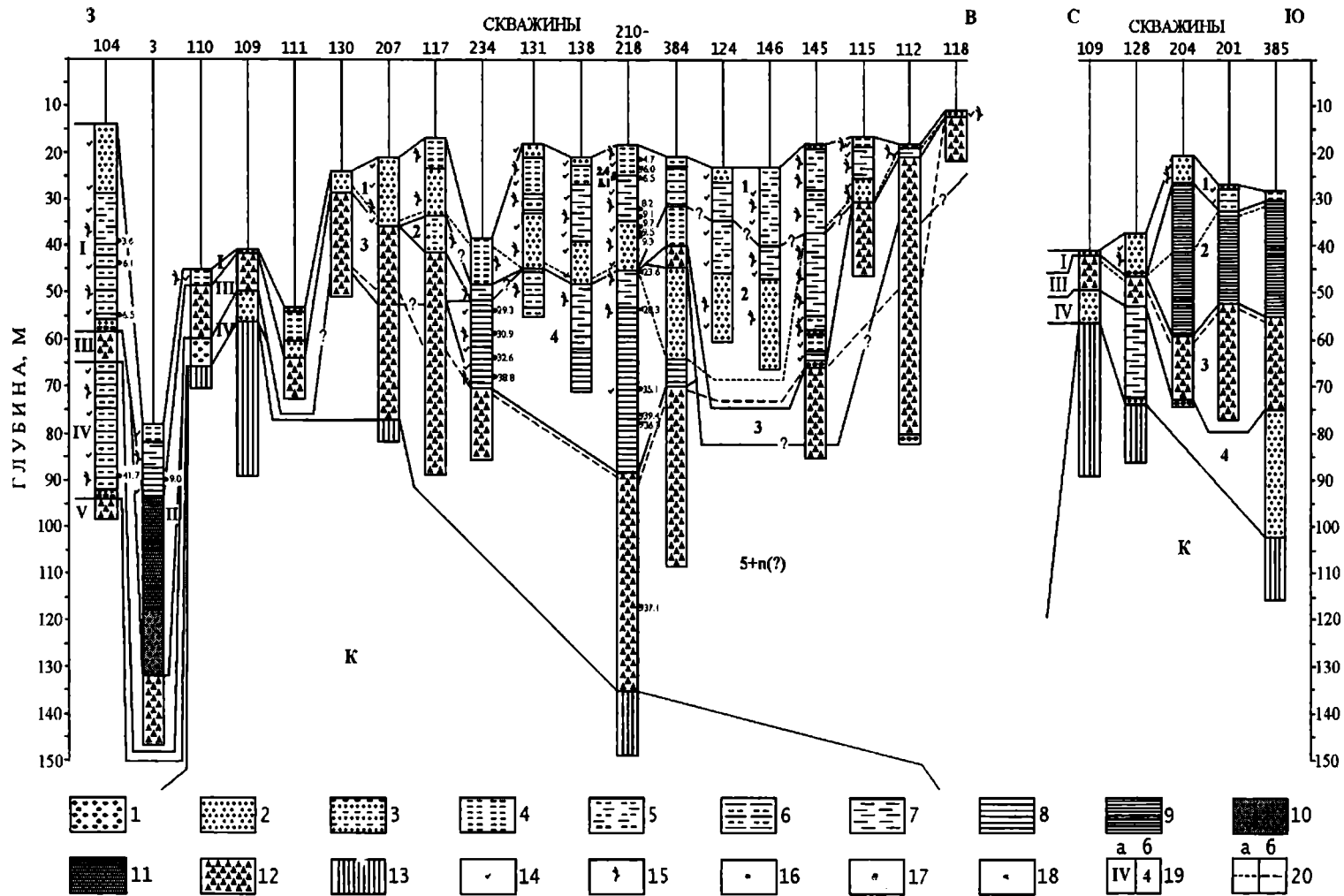


Рис. 2. Инженерно-геологические скважины Печороморского шельфа: расчленение и корреляция разрезов (расположение скважин показано на рис. 1)

1 – гравийно-галечные отложения; 2 – пески; 3 – пески с прослоями алевритов; 4 – алевриты; 5 – алевриты с прослоями глин; 6 – алевриты, переслаивающиеся с глинами; 7 – глины с прослоями алевритов; 8 – глины; 9 – ленточноподобные темно-серые, черные глины; 10–11 – гляциоморские образования: 10 – субмаринные флювиогляциальные отложения приледниковых конусов выноса, 11 – гляциосуспензиты (коричневые глины); 12 – ледниковые отложения; 13 – меловые образования; 14 – растительные остатки; 15 – остатки раковин морских моллюсков; 16–18 – материал, использованный для определений абсолютного возраста: 16 – раковинный детрит, 17 – остатки фораминифер, 18 – растительный детрит; 19 – номера комплексов: а – сеймостратиграфических, б – литостратиграфических; 20 – границы литостратиграфических комплексов, по (Gataullin et al., 2001): а – подошва голоценового, б – подошва средневалдайского; результаты определения абсолютного возраста органических остатков, приведенные возле разрезов скважин, даны в тыс. лет: тонкими цифрами обозначены AMS датировки (Polyak et al., 2000), жирными цифрами – две даты, полученные методом сцинтилляционного счета: наиболее молодая из них – ИОАН-3779, другая – ИОАН-4000 (В.М. Купцов, ИО РАН)

к голоцену (рис. 2). Не обосновано фактическим материалом и используемое для литостратиграфического расчленения и корреляции разрезов скважин представление [Gataullin et al., 2001] о том, что в зоне Печорского мелководья мощные (>30–40 м) толщи моренных отложений – единый (в данном случае средневалдайский) ледниковый горизонт (более подробно этот вопрос обсуждается ниже). Другие противоречия носят более частный характер. Не комментируя данные абсолютного датирования отложений в разрезах скважин [Polyak et al., 2000], нельзя не обратить внимание на определение возраста микрофоссилий, заключенных в морене (скв. 210–218). Помимо спорности самого по себе подобного приема определения возраста морены, полученная дата (37.1 тыс. лет назад) никак не согласуется и с временем (50–60 тыс. лет назад [Mangerud et al., 2002]) предполагаемого оледенения, с которым эти моренные отложения коррелируются [Polyak et al., 2000].

Составленные нами разрезы скважин (почти все они использованы и в работах [Polyak et al., 2000; Gataullin et al., 2001] приведены на рис. 2. Впервые в разрезах (скв. 201, 204 и 385) выделяются позднеледниковые лимно-гляциальные ленточноподобные глины (в работе [Gataullin et al., 2000] последние показаны как дельтово-авандельтовые). Это серые, темно-серые глинистые осадки, которые в отличие от обычных четвертичных глинистых образований региона, на 55–70 % сложены пелитовым веществом, имеют исключительно тонкий состав (до 85–90 % пелитовой фракции); они не содержат растительных остатков и практически лишены микрофауны: из 60 проб этих осадков в разрезе скв. 201 лишь в 4 обнаружены единичные остатки фораминифер (переотложены?).

Корреляция разрезов скважин в районе о. Колгуева осуществлена с использованием материалов непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП). Это позволило уверенно проследивать по латерали литостратиграфические подразделения четвертичной толщи, приобретающие здесь ранг картируемых сейсмоатриграфических комплексов (ССК) – сверху вниз: ССК I – голоценовые морские осадки, ССК II – позднеледниковые гляциоморские образования¹, ССК III – верхневалдайская морена, ССК IV –

¹ В целом в восточной части Баренцева моря возраст отложений ССК I и ССК II установлен данными абсолютного датирования. Осадки первого комплекса отвечают времени не древнее 10 тыс. лет назад [Polyak, Mikhailov, 1996], а второго – имеют возрастные рамки 10–14 тыс [Polyak et al., 1995]

средневалдайские морские отложения, ССК V – нижневалдайская морена; наиболее широко на шельфе развиты отложения ССК I – III [Чистякова, 1997; Эпштейн и др., 1999; Эпштейн, Лаврушин, 2003]. В зоне Печорского мелководья, где сейсмоакустический метод является неэффективным, корреляция разрезов была выполнена на основе данных об общей временной последовательности региональных палеогеографических и седиментационных событий. Выделяемые в этой зоне литостратиграфические комплексы (1–5) по возрастному диапазону аналогичны ССК. Исключение составляет комплекс 5-н (?), который включает нижневалдайские и более древние плейстоценовые ледниковые отложения. Выделение такого “сводного” литостратиграфического комплекса объясняется следующим. Согласно материалам по о. Колгуеву, материковой суше и шельфу, в плейстоценовой толще региона содержится до пяти горизонтов морен [Лаврушин и др., 1989; Лаврушин, Эпштейн, 2001; Андреичева, 2002]. Как результат очень сложного строения плейстоценового покрова [Лаврушин и др., 1989; Лаврушин, Эпштейн, 2001], вызванного многократными процессами неравномерной, местами очень глубокой ледниковой экзарации и интенсивного гляциотектонического дислоцирования подстилающих отложений, ледниковые горизонты часто накладываются один на другой, образуя мощные моренные накопления (наглядно это видно в обнажении о. Колгуева [Лаврушин, Эпштейн, 2001] и на сейсмоакустических профилях – рис. 3, 5–7. У пос. Варандей мощность таких существенно ледниковых отложений составляет около 180 м. Определенным свидетельством неоднородного строения мощных ледниковых комплексов в зоне Печорского мелководья является то обстоятельство, что в разрезах отдельных скважин (например, скв. 207 и 112) среди «мореноподобных суглинков» выделяются один-два интервала (мощностью в несколько метров) иных осадков (литостратиграфическая значимость последних не вполне ясна). По материалам бурения расчленить такие «сводные» ледниковые толщи на составляющие их горизонты практически невозможно.

В проведенной нами литостратиграфической корреляции разрезов скважин важным маркирующим горизонтом является верхневалдайский моренный комплекс (комплекс 3). В изученных обнажениях региона [Лаврушин, Эпштейн, 2001], на профилях НСП (рис. 3–7), в разрезах скважин (в случае наличия у него хорошо выраженной нижней границы – рис. 2), мощность этого ледникового горизонта колеблется, как

правило, от 3–5 м до 15–20 м (в области материковой суши максимальные значения мощности встречаются весьма редко [Андреичева, 2002]). С учетом вышеизложенного, в тех случаях, когда верхневалдайская морена прослеживается к вскрытому скважинами мощному (> 30–40 м) разрезу ледниковой толщи, то она условно ограничивается здесь мощностью 15–20 м, а нижележащая часть толщи, не имеющая четкой стратиграфической принадлежности, относится к плейстоценовому литостратиграфическому комплексу 5-п (?).

Литостратиграфические корреляции разрезов скважин зоны Печорского мелководья, в проведении которых, как уже отмечено, важнейшую роль играет горизонт верхневалдайской морены, базируются на геологических данных по району о. Колгуева и материковой суши. Первый район включает сам остров и прилегающую к нему с востока акваторию Печорского моря, где расположены скважины 3, 104, 109–111 (рис. 1). На о. Колгуеве развиты две валдайские морены и одна более древняя [Лаврушин, Эпштейн, 2001]; вблизи острова обе валдайские морены вскрыты скв. 104 (датированы голоценовые и средневалдайские межморенные отложения [Polyak et al., 2000]). К востоку от о. Колгуева на серии детальных сейсмоакустических профилей (НСП), протягивающихся с севера к зоне Печорского мелководья (один из крупных профилей приведен на рис. 3), отчетливо выделяются все сейсмостратиграфические комплексы (ССК), составляющие последний гляциоседиментационный цикл (сверху вниз): голоценовые морские осадки ССК I, поздневалдайские гляциоморские отложения ССК II и верхневалдайская морена ССК III [Чистякова, 1997; Gataullin et al., 2001; Эпштейн, Лаврушин, 2003] – рис. 3–5, 9. Полный разрез этих осадков вскрыт скв. 3 (голоценовые образования датированы [Polyak et al., 2000] – рис. 1, 2. На указанных профилях НСП (рис. 3) верхневалдайская морена непрерывно прослеживается с севера к зоне Печорского мелководья (рис. 3–11); на глубинах менее 70–75 м она непосредственно перекрыта отложениями голоценовой трансгрессии (рис. 3, 6, 7, 8, 10, 11) – такие разрезы вскрыты скв. 109–111 (рис. 2, 3). На материковой суши (севере Печорской низменности) покров верхневалдайской морены является рельефообразующим. Он прослеживается от побережья морского бассейна на юг до зоны мощных морфологически хорошо выраженных конечно-моренных сооружений. Фрагменты отчетливо картируемого дугообразного сегмента этой зоны, протягивающегося от мыса Святой Нос на западе до низовь-

ев Печоры на востоке [Лавров, 1981], вскрываются в известных обнажениях Вастьянский Конь и Хонгурей – рис. 1. В этих крупных обрывах р. Печоры наблюдается чешуйчатая напорная морена, залегающая на сложно дислоцированных аллювиальных песках [Эпштейн, 1990; Лаврушин, Эпштейн, 2001]. Проведенные здесь недавно работы [Tveranger et al., 1998; Astakhov et al., 1999; Henriksen et al., 2001] по сути подтвердили (сами авторы публикаций придерживаются другой трактовки) известные многочисленные определения [Гольберт и др., 1974 и др.] средневалдайского возраста подморенных песков. Так, из 17 проанализированных проб растительных остатков, собранных в песках обн. Вастьянский Конь [Tveranger et al., 1998; Astakhov et al., 1999], по 6 пробам получены датировки, причем 5 из них относятся к временному интервалу 25–33 тыс. лет назад (в числе последних датированная AMS проба остатков мхов – 25.1 тыс. лет назад). В обн. Хонгурей методом AMS проанализировано 3 пробы остатков мхов [Henriksen et al., 2001], отобранных из толщи аллювиальных песков; получена одна дата – 38.7 тыс. лет назад. Горизонт подморенных аллювиальных песков, вскрывающийся в этих обнажениях, прослеживается на севере – до устья р. Печоры (обн. мыса Болванский Нос) [Лаврушин, Эпштейн, 2001]. К востоку от устья реки, в районе Колоколкиной губы (рис. 1), торф в подморенных отложениях имеет возраст 31.1 тыс. лет [Лаврушин, Эпштейн, 2001].

Выполненная нами корреляция разрезов скважин (рис. 2) позволяет сделать выводы о гораздо меньшем, чем представлялось [Polyak et al., 2000; Gataullin et al., 2001], ареале развития средневалдайских дельтово-авандельтовых осадков на Печорском мелководье и о том, что два участка этого района, где в разрезах скважин средневалдайские отложения не перекрыты верхневалдайской мореной, имеют сугубо локальный характер (менее 5–15 км в поперечнике) – рис. 1. Приведенные и другие данные позволяют для Печороморского шельфа реконструировать основные седиментологические и палеогеографические события позднего валдая – голоцена.

Ледниковая стадия позднего валдая знаменуется образованием мощного Новоземельского ледникового покрова (элемента сложно построенного Баренцевоморского ледникового щита), который при своем движении на юго-восток [Чистякова, 1997; Эпштейн и др., 1999; Андреичева, 2002] перекрыл Печороморский шельф и прибрежную материковую сушу, повсеместно налегая на ложе. Ледник активно дислоцировал и

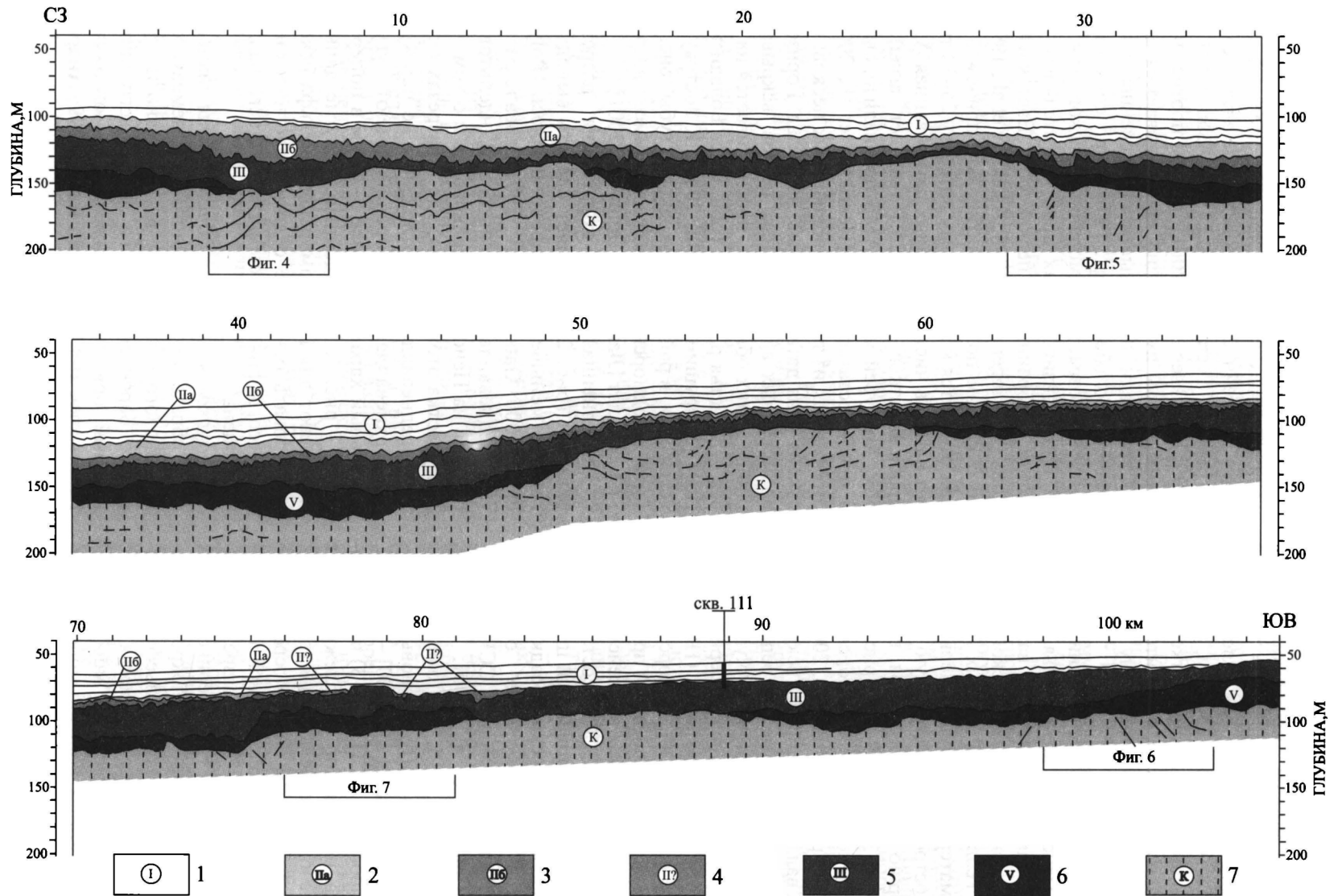


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез по профилю НСП А-А (рис. 1). Построен исходя из расчета скорости распространения продольных волн 1500 м/с в водной среде и 1800 м/с в осадочной толще. Показано положение фрагментов сейсмоакустического профиля, приведенных на рис. 4–7. Разрез скв. 111 дан на рис. 2

1–6 – сеймостратиграфические подразделения четвертичного разреза: 1 – ССК I; 2 – ССК IIa; 3 – ССК IIб; 4 – ССК II?; 5 – ССК III; 6 – ССК V; 7 – меловые отложения; отражающие границы: четкие – сплошные линии, нечеткие – пунктир; отдельные границы показаны в голоценовом горизонте (тонкие линии) и в меловой толще

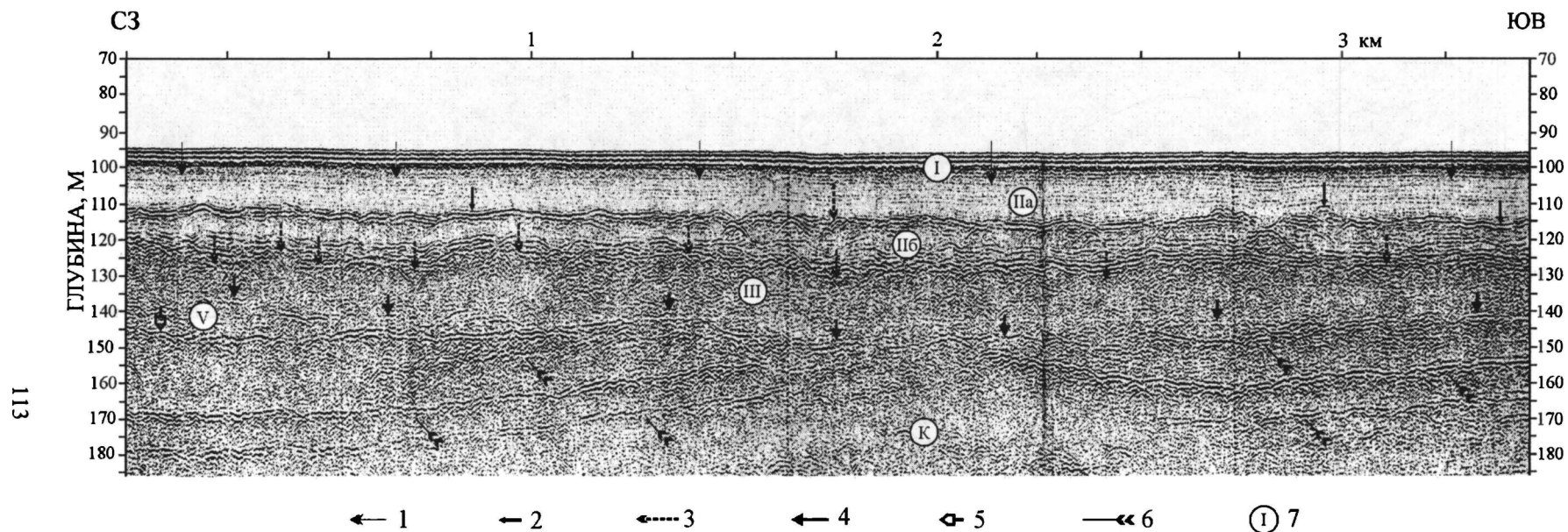


Рис. 4. Фрагмент сейсмоакустического профиля А-А (рис. 3). Полный разрез отложений последнего гляциоседиментационного цикла. Верхневалдайская морена залегает на меловых образованиях и частично – на нижневалдайских ледниковых отложениях. Подошва голоценовых морских осадков – она непрерывно прослежена вдоль всего профиля НСП (рис. 3) от расположенного юго-восточнее участка, где голоценовый горизонт со следами абразии залегает на верхневалдайской морене (рис. 7), – имеет здесь четкий, но менее контрастный характер, чем отражающие границы между нижележащими сеймостратиграфическими единицами. На данном фрагменте профиля НСП, как и на последующих (рис. 5–11), вертикальный масштаб рассчитан исходя из скорости распространения продольных волн 1500 м/с, в связи с чем реальная мощность четвертичных отложений в 1.1–1.2 раза превышает значения, получаемые согласно приведенной шкале глубин.

1–5 – подошва сеймостратиграфического подразделения: 1 – ССК I; 2 – ССК IIа; 3 – ССК IIб; 4 – ССК III; 5 – ССК V; 6 – отражающие границы в меловой толще; 7 – номера сеймостратиграфических подразделений, К – меловые образования

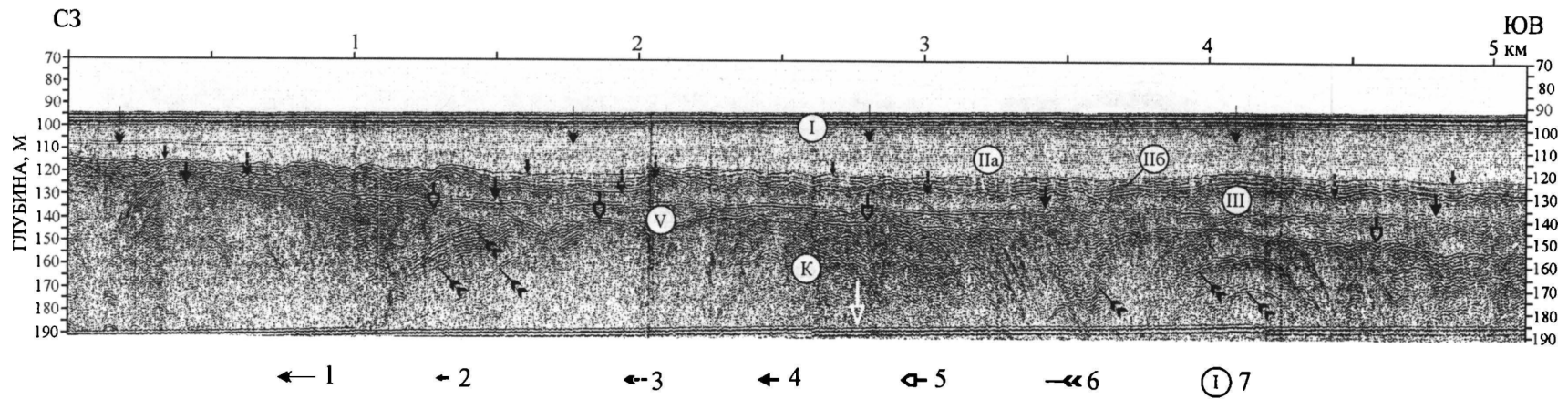


Рис. 5. Фрагмент северной части сейсмоакустического профиля А-А (рис. 3). Верхневалдайская морена, перекрытая толщей слоистых бассейновых позднеледниково-голоценовых осадков, залегает (кроме северо-западного краевого участка) на нижневалдайских ледниковых отложениях. Подошва последней несогласна относительно отражающих границ в нижележащей меловой толще.

Условные обозначения см. на рис. 4; белая стрелка – кратное отражение дна

114

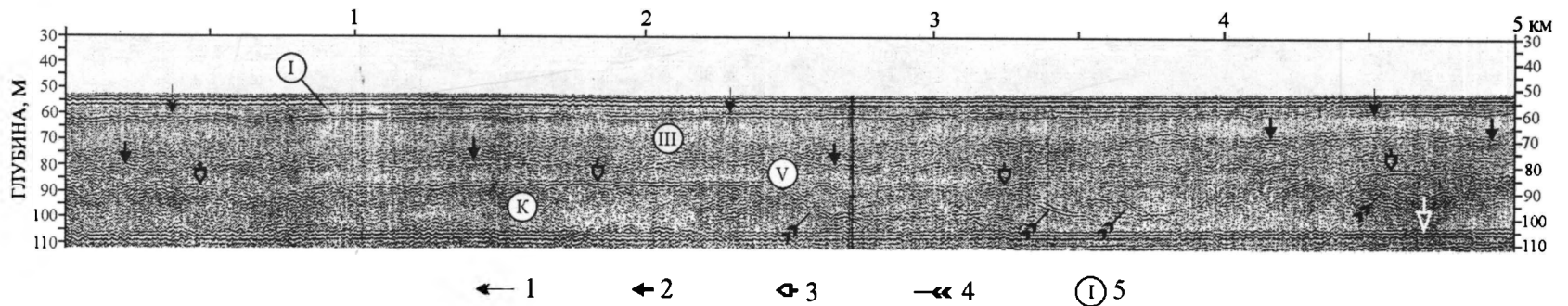


Рис. 6. Фрагмент южного окончания сейсмоакустического профиля А-А (рис. 3), непосредственно примыкающего к зоне Печорского мелководья. В разрезе наблюдаются (сверх вниз) голоценовые осадки, «сводная» ледниковая толща, состоящая из двух валдайских морен, и меловые отложения. Современные осадки имеют ровную подошву, возникшую в ходе голоценовой морской трансгрессии.

Условные обозначения см. на рис. 4-5

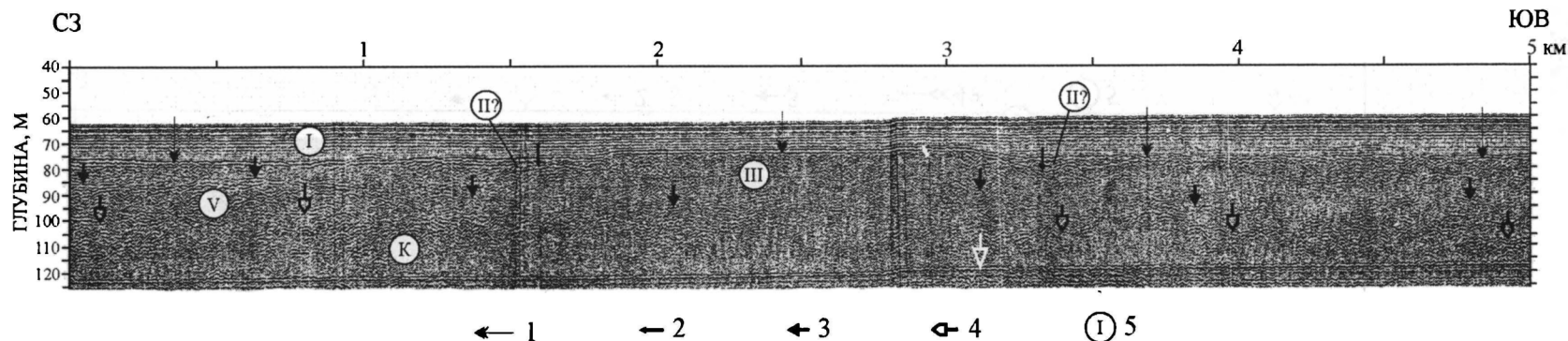


Рис. 7. Фрагмент сейсмоакустического профиля А-А (рис. 3). Слоистые голоценовые морские осадки с размывом залегают на верхневалдайской морене (наиболее ярко это выражено в пределах абразионной площадки в средней части профиля) и частично – на позднеледниковых (?) отложениях (ССК II?), сохранившихся в двух мелких западинах. Верхневалдайская морена залегает на нижневалдайской, подстилаемой меловыми образованиями.
Условные обозначения см. на рис. 4–5

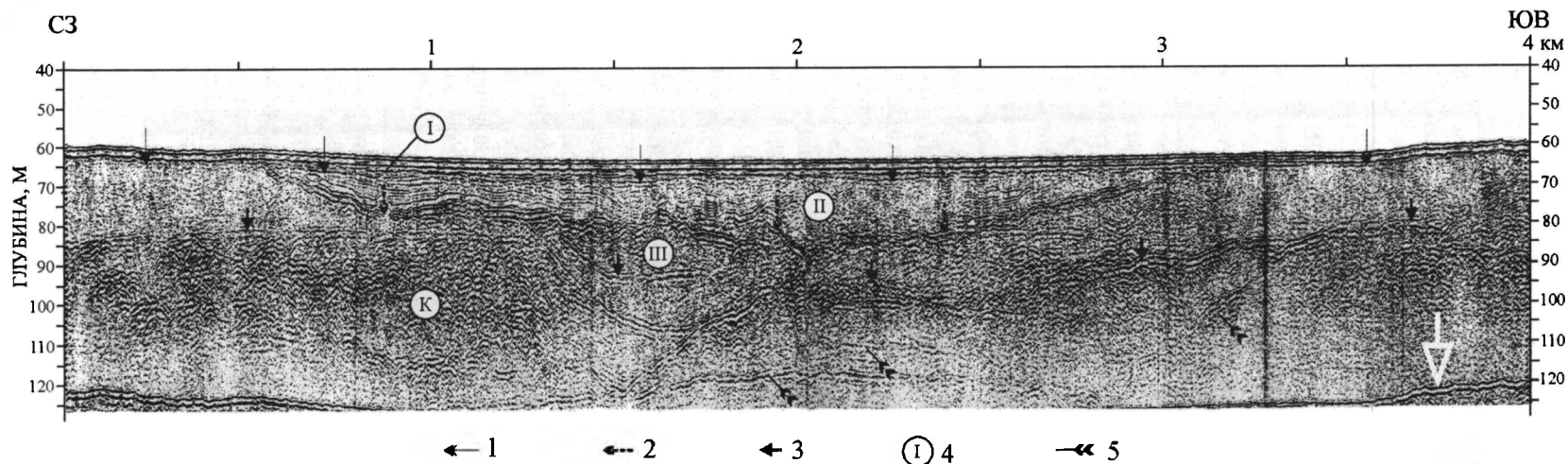


Рис. 8. Фрагмент сейсмоакустического профиля Б (местоположение на рис. 1). Верхневалдайская морена и залегающие на ней (сохранились в западине) позднеледниковые лимногляциальные тонко слоистые глины (ССК II) с размывом и абразионным выравниванием кровли перекрыты осадками голоценовой морской трансгрессии.
Условные обозначения см. на рис. 4–5

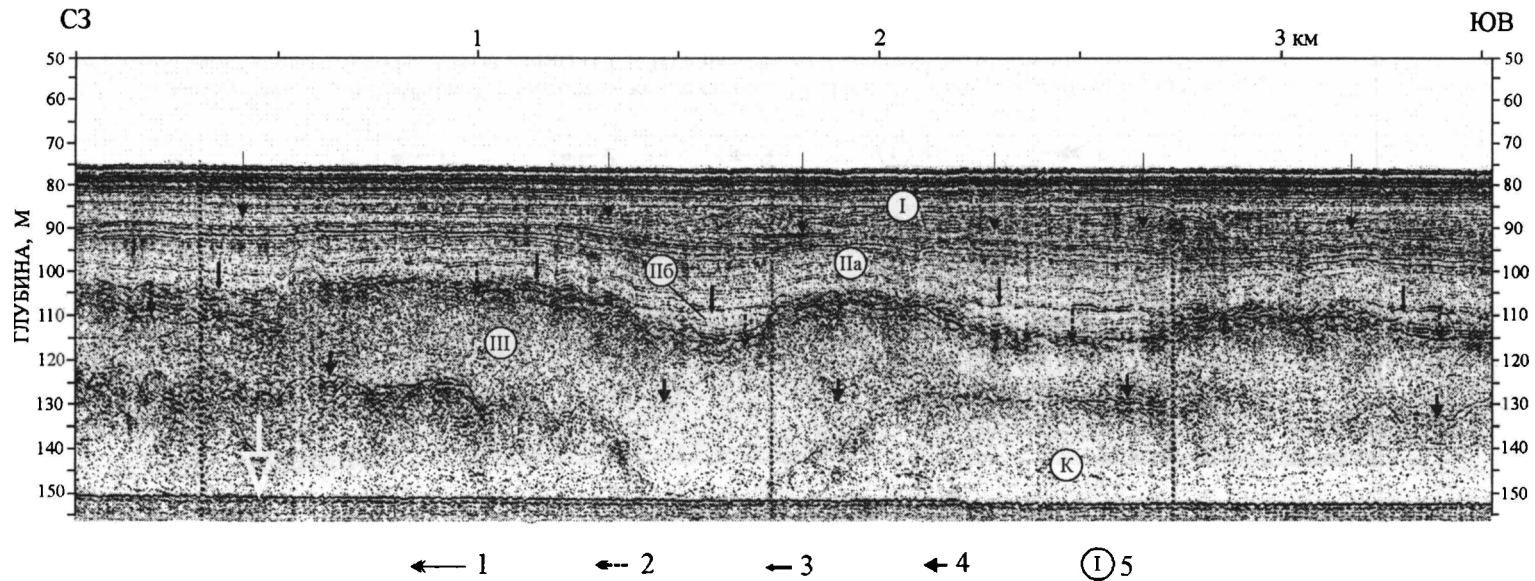


Рис. 9. Фрагмент сейсмоакустического профиля В (местоположение на рис. 1). Слоистые голоценовые морские отложения со слабо выраженным угловым несогласием (с размывом) перекрывают позднеледниковые слоистые гляциоморские осадки. Условные обозначения см. на рис. 4–5

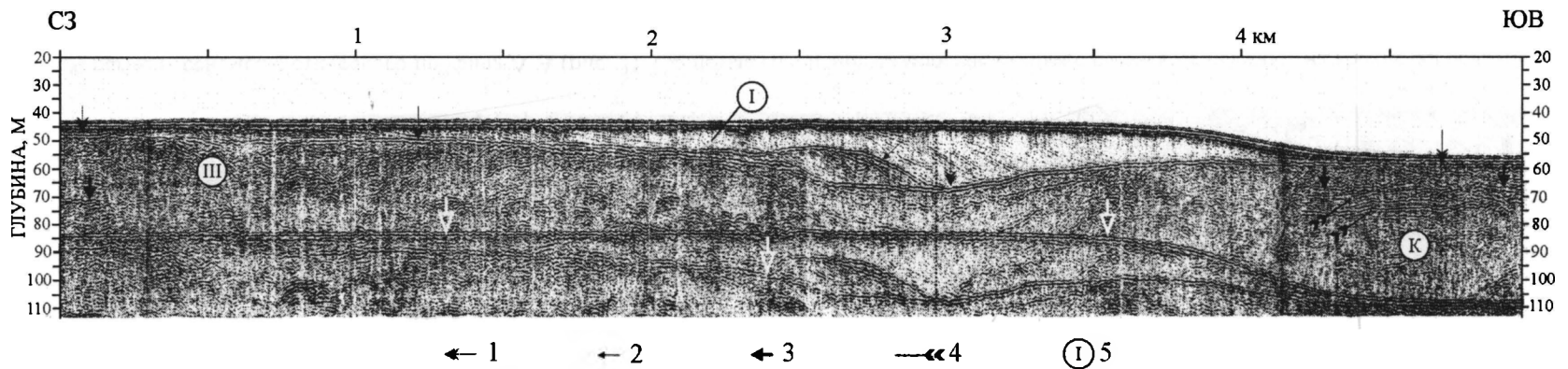


Рис. 10. Фрагмент сейсмоакустического профиля Г – южная часть (местоположение на рис. 1). Мощное реликтовое аккумулятивное береговое тело, сложенное голоценовыми песками, залегает на верхневалдайской морене. Кровля последней выровнена абразионными процессами. 2 – кровля аккумулятивного тела первой генерации; белые стрелки показывают различные кратные отражения; остальные условные обозначения см. на рис. 4–5

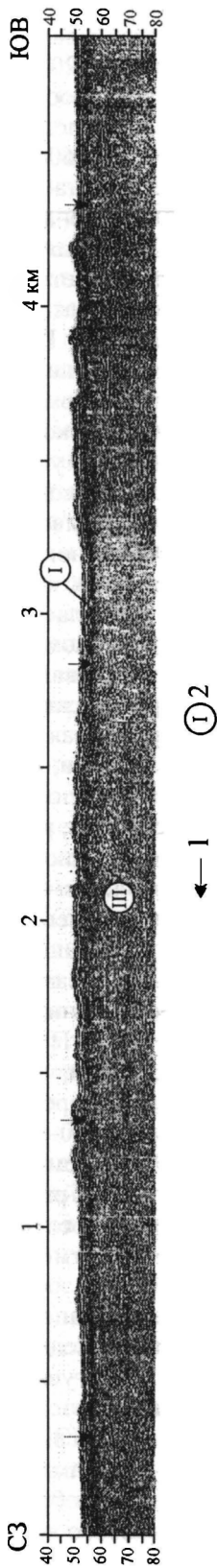


Рис. 11. Фрагмент сейсмоакустического профиля Г северная часть (местоположение на рис. 1). Песчаные волны на покрове голоценовых песков, перекрывающих верхневалдайскую морену. Условные обозначения см. на рис. 4–5

эродировал подстилающие отложения: различные более древние плейстоценовые осадки (на самом шельфе в том числе и морские накопления предшествующего межледниковья) и слабо литифицированные породы мезозоя, ассимилируя продукты эрозии. Процессы ледниковой эрозии наиболее активно происходили, очевидно, в северной области шельфа (мористее современной изобаты 50 м), во многих участках имевшей уклоны, встречные движению ледниковых масс: на профилях НСП именно здесь верхневалдайская морена залегает на нижневалдайских ледниковых отложениях и на больших пространствах – непосредственно на меловых образованиях (рис. 3–9). В зоне Печорского мелководья эта морена часто налегает прямо на более древние морены (рис. 2) – данное явление иллюстрируют рис. 3, 6. В результате деятельности Новоземельского ледника в Печороморском регионе был сформирован покров верхневалдайской морены (мощность обычно до 15–20 м) и зона крупных конечно-моренных сооружений (рис. 1). Образование ледниковых отложений протекало согласно общим закономерностям [Лаврушин, Эпштейн, 2000] ледового типа литогенеза. Активные подвижки льда (отчасти, вероятно, серджевого типа) в краевой ледниковой зоне, произошедшие уже после времени образования пласта базальной морены, привели к тому, что в районе Колоколковой губы (рис. 1) была сложно гляциодислоцирована верхневалдайская морена вместе с подстилающими ее средневалдайскими отложениями [Лаврушин, Эпштейн, 2001]. Как показывают данные сейсмоакустических исследований (рис. 3–5, 8, 9), в соответствии с особенностями ледникового морфолитогенеза верхневалдайская морена приобрела на Печороморском шельфе субгоризонтально ровную (“режущую”) подошву (последняя сохранилась и у более древних ледниковых отложений – рис. 4–6) и грядово-западинную кровлю.

В *позднеледниковье* на Печороморском шельфе развивались сложные геологические события, связанные главным образом с процессами деградации Новоземельского ледникового покрова, протекавшими на фоне начавшейся послеледниковой гляциоэвстатической морской трансгрессии. В начальную фазу дегляциации у фронта ледника образовалась серия подпрудных озер (в обн. Хонгурей ленточные глины одного из них залегают на верхневалдайской морене на отметках + 50–55 м [Лаврушин, Эпштейн, 2001; Henriksen et al., 2001]; ледниковые массы, занимавшие Печорское мелководье, в это же время, вероятно, начали стагнировать: существенно утоняться в

мощности и распадаться на отдельные разоб-
щенные массивы мертвых льдов. Воды подпруд-
ных озер, очевидно, неоднократно прорывали
блокирующие их ледниковые дамбы, приподни-
мая или прорезая последние, и в виде мощных
субгляциальных или открытых потоков устрем-
лялись на север – на шельф (уровень Мирового
океана в начале позднеледниковья находился на
100–150 м ниже современного [Алексеев и др.,
1986; Fairbanks, 1989], и лишь к концу этого вре-
мени, как это будет показано ниже, поднялся до
отметок около минус 70 м). Водные потоки ката-
строфических прорывов подпрудных озер обла-
дали, по всей видимости, высокой эрозионной
активностью; они инициировали и процесс вос-
становления нижнего отрезка современной до-
лины р. Печоры. Эти водные потоки эродиро-
вали значительные участки ложа, вызывая глубо-
кий размыв (отчасти почти полный, в результате
которого на месте оставался лишь разрозненный
грубообломочный материал) в первую очередь
рыхлой верхневалдайской морены. Последнему в
немалой степени способствовало то обстоятель-
ство, что до верхневалдайские осадки находились
в мерзлом состоянии (в начале ледниковья на
осушенном Печорском мелководье эти отложе-
ния подверглись глубокому промерзанию
[Мельников, Спесивцев, 1995]) и для временных
потоков представляли собой своеобразное твер-
дое ложе.

Следы деятельности (в значительной мере,
видимо, субгляциальной) мощных водных пото-
ков, связанных с эпизодическими прорывами
ледниково-подпрудных дамб, выявляются на Пе-
чорском шельфе по материалам НСП. Наиболее
наглядный, на наш взгляд, пример демонстриру-
ет один из участков Поморского пролива (рис. 1).
Здесь на субмеридианальном профиле НСП [Ga-
taullin et al., 2001, фиг. 11], в зоне около 10 км
шириной на абсолютных отметках минус 70–80
м наблюдаются латерально полностью разоб-
щенные (отстоят друг от друга на расстояние до
3–6 км) фрагменты пласта верхневалдайской мо-
рены, которые имеют протяженность от <100 м
до 1 км и более и мощность от первых метров до
10–15 м (этот разобщенный пласт осадков трак-
туется [Gataullin et al., 2001] как предположи-
тельно верхневалдайские ледниковые отложе-
ния, вероятно преобразованные солифлюкцион-
ными процессами или превратившиеся в дебрис-
флу). Остатки упомянутого выше моренного
пласта и эродированная поверхность средневал-
дайских (?) отложений перекрыты акустически
тонко слоистыми глинистыми, судя по характеру
залегания, осадками (мощность до 10–15 м), ко-

торые, по всей видимости, являются позднелед-
никовыми лимногляциальными. Во втором уча-
стке, расположенном к востоку от о. Колгуева, на
серии профилей НСП в верхневалдайской море-
не вырисовывается длинное (> 20–25 км) северо-
восточного простирания желобообразное углуб-
ление, днище которого имеет пологий уклон на
северо-восток (отметки минус 60–70 м); вблизи
своего северного окончания эта отрицательная
форма морфологически выражена наиболее рез-
ко: имеет четко очерченные сглаженные борта и
при ширине около 1 км достигает относительной
глубины 10–15 м. Это желобообразное углубление
перекрыто самой крупной на Печороморском
шельфе реликтовой аккумулятивной береговой
формой (рис. 10), которая сформировалась при
перемещении голоценовых песков в направле-
нии, поперечном к простиранию углубления.

В области Печорского мелководья водные по-
токи катастрофических прорывов ледниково-
подпрудных озер согласно региональному укло-
ну текли в сторону Южно-Новоземельского же-
лоба. Очевидно, одной из областей активного
стока этих вод служили два упоминавшиеся ра-
нее участка (рис. 1), где верхневалдайская море-
на не обнаружена в разрезах скважин. Морена
последнего оледенения, размывая здесь высоко-
скоростными водными потоками, имела неболь-
шую мощность, не превышавшую, как представ-
ляется, первые метры (в скв. 384, расположенной
вблизи одного из участков, мощность верхневал-
дайской морены составляет 4.5 м – рис. 2)

При отступлении края таявшего Новоземель-
ского ледника на север приледниковые озерные
водоемы стали возникать и на самом шельфе. В
одном из таких водоемов, располагавшемся к
востоку от Печорской губы (в Поморском про-
ливе он протягивался, вероятно, от района скв.
201, 202 и 385 на запад), на морене последнего
оледенения (отметки минус 50–60 м) возник
мощный (до 30–35 м) покров темно-серых, чер-
ных ленточноподобных глин – рис. 1. В завер-
шающую стадию накопления последних уровень
данного озера находился на отметках не ниже
минус 25–30 м.

На начальном этапе дегляциации Печоромор-
ского шельфа крупный внутриледниковый водо-
ем возник и к востоку от о. Колгуева. Он активно
расширялся на север, запад и восток и позднее,
получив на западе некоторую связь с океаном,
превратился в обширный полузамкнутый сильно
опресненный морской бассейн, обрамленный ле-
дяными берегами. Уровень этого водоема не был
постоянным. Сначала он располагался на абсо-
лютных отметках не ниже минус 50–60 м (об

этом свидетельствуют мощные тонко слоистые лимногляциальные глинистые осадки, сохранившиеся в локальной западине кровли верхневалдайской морены – рис. 8; особенности залегания последних указывают на их первоначально гораздо более широкое площадное распространение). Позднее, по мере расширения бассейна и превращения в полузамкнутый морской, уровень его заметно снизился, в итоге начав соответствовать океанскому того времени, но затем стал гляциоэвстатически повышаться, хотя к голоцену так и не достиг своих высоких начальных отметок. В этом водоеме, исключая его самую начальную чисто озерно-ледниковую стадию, происходили весьма интенсивные процессы гляциоморской седиментации, которая охватила основную площадь Печороморского шельфа (за пределами современной изобаты 70–75 м) – рис. 1. В результате активной деятельности субгляциальных талых вод, выносивших в водный бассейн огромные массы ледникового минерального вещества, за счет доминирующих тонких фракций последнего в морском водоеме преобладающее развитие получило лавинное накопление тонко слоистых коричневых глин – гляциосуспензитов [Эпштейн, Лаврушин, 2003]. Эти осадки, в большинстве случаев непосредственно перекрывшие верхневалдайскую морену, в пределах крупных отрицательных форм достигли мощности в десятки метров [Эпштейн, Лаврушин, 2003] при максимальной (до 60–70 м) – в Южно-Новоземельском желобе [Gataullin et al., 2001]. К востоку от о. Колгуева в начальный период гляциоморской седиментации широкое развитие получили мощные (до 20–25 м) слоистые субмаринные флювиогляциальные осадки приледниковых конусов выноса (рис. 1, 3–5, 9), которые формировались на верхневалдайской морене прямо у края медленно отступавшего Новоземельского ледника и позднее были перекрыты гляциосуспензитами [Эпштейн, Лаврушин, 2003]. В пределах данного района эти разновидности гляциоморских осадков составляют достаточно мощные и сейсмоакустически отчетливо различимые и латерально прослеживаемые подразделения разреза, что позволяет здесь выделять их в качестве самостоятельных подкомплексов ССК II: гляциосуспензиты – ССК IIа, субмаринные флювиогляциальные отложения приледниковых конусов выноса – ССК IIб (рис. 3–5, 9).

В зоне Печорского мелководья по мере таяния ледниковых полей и возобновления стока Печоры образовалась обширная аллювиально-озерно-болотная равнина (в одной из морских скважин у пос. Варандей среди перекрывающих

верхневалдайскую морену отложений на абсолютной отметке минус 15 м обнаружен слой торфа возрастом 10,3 тыс. лет [Вейнсбергс и др., 1995]. Занимавший большие пространства сложный латерально изменчивый комплекс дельтово-аллювиальных осадков (от песков до тонких глин) протянулся на северо-восток к Южно-Новоземельскому желобу. Мощность накопленный этого комплекса в целом, вероятно, невелика, хотя весьма изменчива (обычно от первых метров до 25–30 м); максимальных значений она достигает вблизи желоба – в зоне преобладающего развития дельтовых образований. Здесь, в районе современной 50-метровой изобаты, на «читаемом» отрезке одного из профилей НСП под субгоризонтально залегающими голоценовыми осадками (< 5–10 м) наблюдаются мощные (40–50 м) отложения с полого наклонными (падение на север) структурами латерального наращивания (не исключено, что наиболее молодые из этих дельтовых накоплений являются раннеголоценовыми).

Голоценовое время характеризуется становлением на Печороморском шельфе современного открытого морского бассейна. К началу (или в самом начале) голоцена акватория морского водоема практически освобождается от ледниковых масс [Левитан и др., 2003]; находясь еще на достаточно низких абсолютных отметках, этот открытый бассейн приобретает гораздо более высокую, сравнительно с условиями позднеледниковья, гидродинамическую активность. В результате в самом начале голоцена явления, которые сопутствовали продолжавшемуся гляциоэвстатическому подъему уровня моря, впервые начинают отчетливо проявляться в морфологии морского дна и характере осадков. Данные НСП показывают, что в целом ряде участков шельфа на абсолютных отметках минус 70–75 м верхневалдайская морена и перекрывавшие ее позднеледниковые осадки подверглись интенсивной морской абразии. Так, на одном из профилей НСП восточнее о. Колгуева (рис. 3) среди находящегося на этих отметках протяженного участка горизонтальной выровненной поверхности верхневалдайской морены, перекрытой голоценовыми отложениями, встречен километровой протяженности своего рода моренный останец с практически горизонтально срезанной поверхностью на абсолютных отметках минус 72–72 м (рис. 7). Эта картина резко отличается от наблюдаемой на том же профиле НСП (рис. 3) в 10–15 км севернее, где в условиях абсолютных отметок минус 85–90 м проявления морской абразии отсутствуют; здесь свою первично неровную кров-

лю сохранили не только верхневалдайская морена, но и залегающие на ней субмаринные флювиогляциальные осадки приледниковых конусов выноса. На одном из участков другого профиля НСП (рис. 8), отчетливо видно, что на абсолютных отметках минус 65–70 м абразионному размыву подверглись не только морена последнего оледенения, но и перекрывавшие ее достаточно мощные, судя по характеру сохранившегося их фрагмента, позднеледниковые лимно-гляциальные глины. К востоку от о. Колгуева голоценовые морские пески, с размывом залегающие на верхневалдайской морене, вскрыты скважинами 3 и 111 на абсолютных отметках соответственно минус 59 м и 65 м (рис. 1–3). Голоценовая активизация гидродинамических процессов, особенно ощутимая в волноприбойной зоне, участками проявилась и в области относительных глубин 10–30 м того времени. Так, на отдельных профилях НСП в зоне абсолютных отметок минус 90–95 м голоценовые слои залегают на позднеледниковых коричневых глинах (гляциосуспензитах) с некоторым размывом, выраженном в виде небольшого углового несогласия между подошвой голоценового горизонта и непосредственно нижележащими слоями (рис. 8). Абсолютные отметки около минус 70 м, которые отвечают уровню моря на Печороморском шельфе в начале голоцена¹ находятся в ряду тех значений (минус 50–70 м), которыми разные исследователи [Алексеев и др., 1986; Fairbanks, 1989] определяют уровень Мирового океана в интервал времени 10 тыс. лет назад.

В ходе голоценового этапа гляциоэвстатического подъема уровня моря – при прохождении волноприбойной зоны вверх по склону от абсолютных отметок порядка минус 70 м до нынешнего ее положения – участки Печороморского шельфа, затопливаемые водами морской трансгрессии, в разной мере подвергались процессам абразии в зависимости от характера слагающих их осадков и геоморфологических особенностей (крутизны и ориентировки склонов). Однако в целом в результате голоценовой трансгрессии на шельфе возникла огромная масса песчаного материала. Последний при своем поперечном (относительно палеобереговой линии) перемещении в отдельных участках в диапазоне абсолютных отметок от минус 60 м до минус 10–20 м сформировал ряд ныне затопленных береговых аккумулятивных тел. Наиболее мощная (до

20–25 м) и крупная из таких песчаных аккумулятивных форм (5–10 x 25–30 км) – о ней речь шла выше – наблюдается к востоку от о. Колгуева. Песчаный покров (до 5–7 м), среди которого развита эта форма, залегает на выровненной абразированной поверхности верхневалдайской морены, имеющей абсолютные отметки минус 50–60 м (рис. 10). Рассматриваемое аккумулятивное тело возникло в результате двух генераций, из которых последняя форма, намного более крупная, перекрыла первую. Оба песчаных тела имеют отчетливое косослоистое строение (падение слоев в южных румбах) – рис. 10. Одна из хорошо выраженных в рельефе морского дна реликтовых береговых форм, располагающихся на абсолютных отметках около минус 20–30 м, вскрыта скв. 204; пески, слагающие эту форму, венчают разрез скважины (рис. 2). В ходе голоценовой морской трансгрессии произошло и постепенное отступление дельты Печоры и обрамлявшей ее зоны авандельтовых осадков на юго-запад – до современной позиции.

В результате всех этих явлений в течение голоцена на Печороморском шельфе сформировался неоднородный по мощности покров глинисто-алеврито-песчаных морских, в меньшей мере – аллювиально-дельтовых и авандельтовых осадков (рис. 2). В распределении мощностей морских отложений наблюдается прямая связь с положением обрамляющих бассейн источников сноса – участков островной и материковой суши. Поскольку в ходе морской трансгрессии размыву были подвергнуты прежде всего районы южного побережья, сложенные рыхлыми плейстоценовыми накоплениями, голоценовые осадки наибольшую мощность (до 25–30 м) имеют в зоне Печорского мелководья; в северном направлении, по мере удаления от материковой суши и увеличения глубин моря, их мощность сокращается до 5 м и менее (рис. 3).

Горизонт голоценовых морских осадков, возникший в ходе гляциоэвстатической трансгрессии, в очень редких случаях представляет собой классический пример вертикального утонения структуры осадков в связи с ростом глубин моря. В зависимости от конкретных (локальных) условий в голоценовом разрезе наблюдается достаточно пестрая картина вертикальной структурной зональности отложений (рис. 2), при этом верхи разреза нередко имеют более крупнозернистый состав, чем низы – например, скв. 3 (рис. 2). В целом голоценовые морские осадки имеют более грубый состав, чем поздневалдайские гляциоморские. Это проявляется и в значительной роли алеврито-песчаных отложений в разрезе и в

¹ Нельзя, однако, исключить, что первые активные проявления процессов гляциоэвстатической трансгрессии на Печороморском шельфе не относятся к непосредственно предголоценовому времени

насыщенности голоценовых глинистых осадков обломочными частицами. Если в позднеледниковых глинах пелитовое вещество содержится нередко в количестве 80–92%, то в голоценовых – оно составляет обычно 50–65%. Даже в области максимальных глубин Печорского моря (в Южно-Новоземельском желобе) развиты алевритово-глинистые осадки [Левитан и др., 2003]. В алеврито-глинистых отложениях Печорского моря заметна примесь песчаных частиц, нередко присутствует и грубообломочный материал. Последний в виде гравийных зерен встречен нами в пробах приповерхностных алевритов Поморского пролива; хорошая окатанность эти обломков свидетельствует об их пляжевой природе. Эти наблюдения, а также сделанные в других районах Баренцева моря [Эпштейн, Гатауллин, 1993; Эпштейн, 1995], позволяют считать, что грубообломочный и песчаный (прежде всего среднекрупнопесчаный) материал, рассеянный в тонких осадках Печорского моря, является продуктом ледового разноса (морские припайные льды).

Значительная ледовитость Печорского моря (морские льды почти 9 месяцев в году покрывают водную поверхность), резко сокращает продолжительность волновой, по А.П. Лисицыну [1966], экспозиции акватории и соответственно делает более низкой его гидродинамическую активность сравнительно с западными районами Баренцева моря. В результате здесь формируются хуже сортированные осадки (в первую очередь, пески и алевриты со значительным содержанием пелитовой фракции), а область развития современных тонкозернистых отложений начинается со сравнительно небольших глубин моря. На Печороморском шельфе пески распространены до изобаты 40–55 м; на больших глубинах (хотя участками и на меньших) накапливаются алеврито-глинистые осадки. На песчаном покрове встречаются поля развития песчаных волн площадью более десятков квадратных километров. Одно из таких полей на глубинах 40–50 м расположено к востоку от о. Колгуева (рис. 1). Песчаные волны имеют здесь асимметричное строение (длина 100–300 м, высота до 2–3 м) с более крутым и коротким склоном, обращенным на юг (рис. 11) – в сторону распространения наиболее частого и сильного северо-западного ветрового волнения. Влияние твердого стока р. Печоры ограничивается зоной мелководья (глубины < 50 м), где осаждаются практически весь выносимый рекой материал [Кленова, 1960], под влиянием течений транспортируемый к востоку от Печорской губы и формирующий поле авандельтовых образований.

Таким образом, в позднем валдае-голоцене на Печороморском шельфе в полной мере проявились события последнего гляциоседиментационного цикла. По характеру седиментологических и палеогеографических явлений этот цикл, сопровождавшийся процессами гляциозвстатического изменения уровня моря, отчетливо разделяется на 3 этапа (стадии): 1 – оледенение шельфа (поздний валдай), 2 – дегляциация (позднеледниковье) и 3 – стадия функционирования открытого морского бассейна (голоцен).

Стадия оледенения Печороморского шельфа протекала в условиях низкого стояния уровня Мирового океана. Новоземельский ледниковый покров, двигавшийся по шельфу, повсеместно налегал на подстилающие отложения, гляциотектонически дислоцируя и экзарирова последние. На возникшей эрозионной поверхности в соответствии с особенностями ледникового типа седиментогенеза сформировался покров континентальной морены.

Две последующие стадии гляциоседиментационного цикла (наиболее отчетливо это проявилось в завершающей) протекали в условиях морской трансгрессии.

В стадию дегляциации на шельфе возникли обстановки бассейнового осадконакопления: озерно-ледникового и гляциоморского. Все седиментационные процессы контролировались ледниковым фактором; последним определялись источники терригенного материала, способы его поставки в водный бассейн и весьма специфические процессы осадконакопления, имевшие лавинный характер. Участки, непосредственно прилегавшие к фронту отступающего ледникового покрова, явились внутришельфовыми депозентами гляциоморского осадконакопления.

Стадия открытого морского бассейна резко выделяется возросшей общей гидродинамической активностью водоема, что проявилось, в первую очередь, в повсеместном накоплении в той или иной мере более грубых отложений. Осадкообразование стало подчиняться закономерностям морской терригенной седиментации. Определяющее влияние приобрели следующие факторы: общие и локальные особенности гидродинамического режима, испытывающие влияние ледовых условий, а также близость и характер “внешних” источников сноса – обрамляющих бассейн участков суши. Наиболее интенсивное осадконакопление происходило в окраинных зонах шельфа.

В процессах осадкообразования и палеогеографических явлениях двух последних стадий гляциоседиментационного цикла определенную, но явно подчиненную роль, играла деятельность современной и Пра-Печоры.

Авторы выражают признательность руководству АМИГЭ (г. Мурманск) за предоставление

сейсмоакустических материалов и данных инженерно-геологического бурения.

Литература

- Алексеев М.Н., Чистяков А.А., Щербаков Ф.А.* Четвертичная геология материковых окраин. М.: Недра, 1986. 243 с.
- Андреичева Л.Н.* Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 322с.
- Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я., Савваитов А.С., Якубовская И.Я.* Позднечетвертичная история развития побережья Печорского моря. Корреляция палеогеографических событий: материк-шельф-океан (материалы конференции). М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 108–112
- Гольберт А.В., Гудина В.И., Зудин А.Н., Сухорукова С.С., Троицкий С.Л., Юдкевич А.И.* Вастьянский Конь – опорный плейстоценовый разрез севера Печорского края. Новосибирск: ИГИГ СО АН СССР, 1974. С. 137–210
- Кленова М.В.* Геология Баренцова моря. М., Изд-во АН СССР, 1960. 367 с.
- Лавров А.С.* Субгляциальные компрессионные морены Баренцевоморского ледникового щита. Бюллетень по изучению четвертичного периода, 1981, № 51. С. 51–60
- Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А., Гайдаманчук А.С., Голубев Ю.К., Васильев В.П.* Строение и вещественный состав отложений гляциального палеошельфа Большеземельской тундры // Литология кайнозойских отложений. М.: ГИН АН СССР, 1989. С. 3–51
- Лаврушин Ю.А., Эштитейн О.Г.* Особенности ледового типа литогенеза. Бюллетень МОИП, отд. геол., 2000. Т. 75. Вып. 6. С. 14–29
- Лаврушин Ю.А., Эштитейн О.Г.* Геологические события плейстоцена на севере Восточной Европы и в южной части Баренцева моря (по материалам изучения естественных опорных разрезов). Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2001, № 64. С. 35–60
- Левитан М.А., Беляев Н.А., Буртман М.В., Дюплесси Ж.-К., Хусид Т.А.* История голоценовой седиментации в Южно-Новоземельском желобе. Литология и полезные ископаемые, 2003, № 6. С. 660–672
- Лисицын А.П.* Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.
- Мельников В.П., Спесивцев В.И.* Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука, 1995. 198 с.
- Онищенко С.В., Бондарев В.Н.* Стратиграфия и палеогеографические особенности разрезов Печороморского мелководья. В сб. Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. М.: Наука, 1988. С. 142–150
- Печорское море. Системные исследования (ред. Е.А. Романкевич, А.П. Лисицын, М.Е. Виноградов), М.: “Море”, 2003. 502 с.
- Чистякова И.А.* Осадконакопление и история четвертичного мелководного гляциального шельфа (на примере Печорского моря). Автореферат дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 1997. 24 с.
- Эштитейн О.Г.* Обнажение Вастьянский Конь на Нижней Печоре – разрез мощного конечно-моренного сооружения в активной краевой зоне Новоземельского ледникового покрова. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, 1990. № 59. С. 14–28
- Эштитейн О.Г.* Усовершенствованная пятибальная шкала для визуальной оценки окатанности обломочного материала и некоторые полученные результаты. Литология и полезные ископаемые, 1995, № 6. С. 654–666
- Эштитейн О.Г., Валпетер А.П., Широков С.И.* Особенности рельефа, донных отложений и условия формирования осадочного чехла юго-восточной части Баренцева моря в связи с оценкой общих инженерно-геологических условий. Геология, нефтегазоносность, инженерно-геологические условия и методы изучения шельфа. Труды ВНИИморгео, 1983. С. 62–69
- Эштитейн О.Г., Гатауллин В.Н.* Литология и условия образования четвертичных отложений восточной (Приновоземельской) части Баренцева моря. Литология и полезные ископаемые, 1993. № 1. С. 119–124
- Эштитейн О.Г., Лаврушин Ю.А.* Гляциоморская седиментация как особая стадия шельфового осадконакопления. Доклады Академии Наук, 2003. Т. 393. № 4. С. 521–523
- Эштитейн О.Г., Романюк Б.Ф., Гатауллин В.Н.* Плейстоценовые Скандинавский и Новоземельский ледниковые покровы в южной части Баренцевоморского шельфа и на севере Русской равнины. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1999. № 63. С. 126–149
- Astakhov V.I., Svendsen J.I., Matiouchkov A., Mangerud J., Maslenikova O., Tveranger J.* Marginal formation of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia. Boreas, 1999. V. 28. P. 23–45
- Fairbank R.G.* A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature, V. 342. № 6250. P. 637–642
- Gataullin V., Mangerud J., Svendsen J.-I.* The extent of the Late Weichselian ice sheet in the southeastern Barents Sea. Global and Planetary Change, 2001, V. 31. P. 453–474
- Henriksen M., Mangerud J., Maslenokova O., Tveranger J.* Weichselian stratigraphy and glaciectonic deformation along the Pechora River, Arctic Russia. Global and Planetary Change, 2001. V. 31. P. 297–319
- Mangerud J., Astskhov V., Svendsen J.-I.* The extent of the Barents-Kara ice sheet during the Last Glacial

- Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 2002. V. 21. P. 111–119
- Polyak L., Gataullin V., Okuneva O., Stelle V.* New constraints on the limits of the Barents-Kara ice sheet during the last Glacial Maximum based on borehole stratigraphy from the Pechora Sea. *Geology*, 2000. V. 28. № 7. P. 611–614
- Polyak L., Lehman S.J., Gataullin V., Jull A.J.T.* Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea. *Geology*, 1995. V. 23. № 6. P. 567–571
- Polyak L., Mikhailov V.* Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence. Andrews J.T., Austin W.E.N., Bergsten H., Jennings A.E. (eds.) *Late Quaternary palaeoceanography of the North Atlantic margin*, Geological Society Special Publication, 1996. № 111. P. 323–337
- Tveranger J., Astakhov V., Mangerud J., Svendsen J.I.* Signature of the last shelf-centered glaciation at a key section in the Pechora basin, Arctic Russia. *Journal of Quaternary Science*, 1998. V. 13. № 3. P. 189–203