

пыльцы сосны зафиксировано около 2950 ± 45 л. н. [Kremenetski et al., 2004]. В районе Никеля на высоте 185 м над уровнем моря в это время также зафиксировано снижение распространения березы и сосны. Около 2224 ± 48 л. н. распространились вересковые тундры [Янковска, 2011]. Во всех разрезах тенденция примерно сходная. В субатлантическом периоде деревья практически отсутствуют, доминируют злаки и осоковые. Сходство тенденций во всех изученных разрезах, расположенных вблизи береговой линии Баренцева моря, свидетельствует о региональном характере климатических изменений.

Анализ имеющихся для голоценового периода последовательностей, а также радиоуглеродных датировок (см. таблицу) в береговой зоне от полуостровов Среднего и Рыбачьего до Териберки позволил реконструировать изменение климатических условий, динамику ландшафтов и тренд изменения уровня моря. Для построения предполагаемой линии тренда использованы данные из таблицы (см. таблицу). При этом очевидно, что линия тренда не совпадает с линией изменения уровня моря в данном районе, а всего лишь показывает направленность и изменение скорости регрессии (рис. 2.1.3).

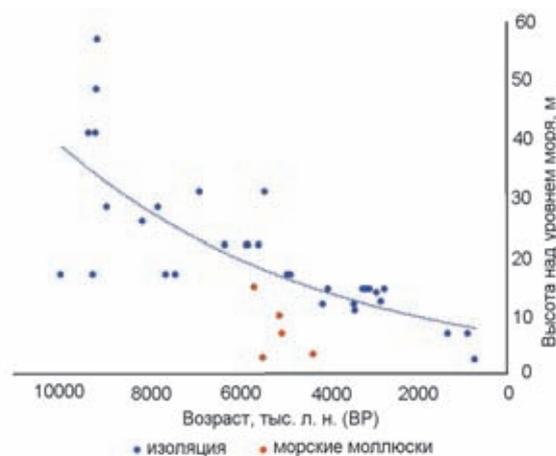


Рис. 2.1.3. Точечная диаграмма распределения наземных и морских отложений в голоцене с предполагаемой линией тренда изменения уровня моря на рассматриваемом участке

Все это дало возможность установить динамику береговой зоны в голоцене для указанного района исследования.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИНОЗ РАН — СПб ФИЦ РАН по теме № 0154-2019-0004.

2.2. Палиностратиграфия ледово-морских и морских осадков Баренцева моря

О.В. Руденко

ФГБОУ ВО Орловский государственный университет им. И.С. Тургенева, Орел

Палинологическими и литологическими данными обосновано расчленение донных отложений юго-восточной и центральной частей Баренцева моря на три литокомплекса, характеризующих различные обстановки осадко-накопления на этапе перехода к голоцену и в самом голоцене. Литокомплекс 3, представленный проксимальными гляциально-морскими глинистыми отложениями с обильными грубообломочными включениями и относимый к периоду ранней дегляциации (>15 тыс. календарных лет назад), характеризуется низкой концентрацией растительных микроостатков с абсолютным доминированием переотложенных, в основном, мезозойских форм и присутствием единичных диноцист криофильного вида *Islandinium var. minutum*.

Литокомплекс 2 (~15–12 тыс. кал. л. н.) соответствует этапу поздней дегляциации и переходу к голоцену, представлен темно-серыми или коричнево-серыми тонкослоистыми песчанистыми алевропелитами или плотными глинами с материалом айсбергового разноса, накапливавшимся в условиях дистальных ледниково-морских бассейнов. Он характеризуется палинозоной с невысокой концентрацией микрофоссилий, значительной долей переотложенных докайнозойских форм, доминированием пыльцы тундровых кустарничков, злаков и полыней, повышенным содержанием спор плаунов и преобладанием криофильного *Islandinium var. minutum* в ассоциации водных палиноморф.

Литокомплекс 1 (<12 тыс. кал. л. н.) представлен оливково-серыми пластичными пелитами, сверху со следами биотурбаций и пятнами гидротроилита. В Южно-Новоземельском желобе осадки литокомплекса опесчанены, а на Канинском плато замещены песками с включениями гальки и битой ракуши. Ему соответствуют три палинозоны с доминированием пыльцы березы и сосны, повышенной долей участия в спектрах пыльцы ели и ольхи, а также сфагновых мхов и папоротников. Постоянное присутствие единичной пыльцы широколиственных растений и пиковые значения содержания цист *Operculodinium centrocarpum* и *Spiniferites* sp. в группе водных палиноморф свидетельствуют об усилении влияния атлантических вод в изученных районах моря.

Ключевые слова: литокомплекс, палинокомплекс, палиноморфы, палиностратиграфия.

ВВЕДЕНИЕ

К настоящему времени на Баренцевоморском шельфе выполнены многочисленные геолого-геофизические исследования, создающие надежную основу для изучения верхних горизонтов его осадочного чехла [Гриценко, Крапивнер, 1989; Мусатов, 1992; Матишов, 1984; 2008; Костин, Тарасов, 2011; Zarkhidze, Samoilovich, 1989 и др.]. Изучение вещественного состава верхнекайнозойских осадков, в том числе биостратиграфическими методами, было начато в конце 1960-х годов. Вслед за «пионерными» работами Е.С. Малясовой [1988] в юго-восточной части Баренцева моря, в конце 1980-х годов были получены первые радиоуглеродные датировки и опубликована биостратиграфическая схема расчленения плейстоцен–голоценовых отложений юго-восточной части Баренцева моря [Стелле и др., 1989]. В 1970-х годах на шельфе Баренцева моря начались масштабные геолого-геофизические исследования с применением донного опробования и инженерно-геологического бурения, в результате которых была получена надежная актуалистическая основа для биостратиграфических исследований [Руденко, 2017; Руденко, Полякова, 2001] и фактологическая – для

корреляции отложений, формировавшихся в разных морфодинамических зонах моря. Всего автором с разной степенью детальности изучено более 50 колонок донных осадков по всей площади Баренцевоморского шельфа и 12 разрезов морских террас побережий Баренцева и Печорского морей. Данные работы со всей очевидностью показали высокую информативность палинологического метода для выяснения геологической истории бассейна. Их главная задача – палинологическое обоснование стратиграфии и корреляции верхнекайнозойских отложений на основе выявления общих и региональных особенностей установленных палинозон. Полученные результаты использованы при разработке легенд геологических карт изученных участков [Государственная..., 2003а, 2003б, 2006, 2014].

В настоящей работе обсуждаются результаты палинологического анализа донных осадков, поднятых в разные годы грунтовыми трубками и виброскважиной в экспедициях Мурманской арктической геологоразведочной экспедиции на НИС «Геофизик» и «Профессор Куренцов», проведенных в рамках ГСШ 1:1000000 масштаба в южной части Баренцева моря и в Центральной впадине (табл. 2.2.1, рис. 2.2.1).

Таблица 2.2.1. Основные данные об изученных колонках донных осадков Баренцева моря

№	Номер колонки	Год отбора проб	Вид пробоотбора	Широта, с. ш.	Долгота, в. д.	Глубина моря, м	Длина колонки, см
1	BS-85/13	1985	грунтовая трубка	69°57′	34°56′	185	310
2	BS-41/22	1985	грунтовая трубка	70°20′	34°30′	270	340
3	NZ-11/12	2011	грунтовая трубка	70°03′	54°29′	100	225
4	Kn-13	1987	грунтовая трубка	68°49′	45°17′	41	245
5	PL-96-126	1996	грунтовая трубка	73°37.5′	50°43′	270	350
6	VBh-381	1983	виброскважина	68°40′	41°30′	59	475
7	CD-01/12	2014	грунтовая трубка	75°30.5′	42°38′	340	215
8	CD-02/31	2014	грунтовая трубка	75°20.7′	43°47.7′	309	235

Повысить достоверность палиностратиграфических выводов помогло наличие микрофаунистических данных по тем же колонкам [Rudenko et al., 2018] и, отчасти, радиоуглеродные датировки [Voronina et al., 2001], а также сравнение с опубликованными ранее материалами по строению осадочной толщи шельфа Баренцева моря [Корсун и др., 1994; Polyak et al., 1995, 2000; Polyak, Mikhailov, 1996; Мурдмаа, Иванова, 1999; Zarkhidze, Samoilovich, 1989], палинологии Кольского полуострова [Лебедева, 1977, 1983] и юго-востока Баренцева моря [Окунева, Стелле, 1986; Стелле и др., 1989; Voronina et al., 2001].

ЛИТОЛОГИЯ И СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЯ ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗОВ

Юг и юго-восток Баренцева моря характеризуются большими различиями мощностей верхнекайнозойских отложений [Костин, Тарасов, 2011], активной гидродинамикой в юго-западной части и значительно более спокойной гидрологической ситуацией в восточной [Павлидис и др., 1998]. Специфические локальные условия седиментации формируются под влиянием многих факторов: активного смешения локальных арктических, трансформированных теплых атлантических вод и реверсивных холодных беломорских, выносящих массу осадочного вещества

через Воронку Белого моря, речного стока с полуостровов Кольский и Канин, талых ледниковых вод с Новой Земли, особенностей ледовой обстановки и характера морского дна. Все вышеперечисленное определяет некоторые различия литологического состава осадков на изученной площади Баренцевоморского шельфа.

Однако, основываясь на опубликованных ранее геофизических данных [Polyak et al., 1995; Polyak, Mikhailov, 1996; Мурдмаа, Иванова, 1999], литологических особенностях и составе микрофоссилий, заключенных в изученных осадках, их можно объединить в три литокомплекса, соответствующих времени перехода от последнего оледенения к голоцену и самому голоцену, и сопоставить их с осадочными сейсмостратиграфическими комплексами (ОССК) Баренцевоморского района, установленными непрерывным сейсмоакустическим профилированием

[Гриценко, Крапивнер, 1989; Мусатов, 1992; Рыбалко, 2001; Костин, Тарасов, 2011; Тарасов и др., 2009].

Литокомплекс 3 соответствует эпохе ранней дегляциации (более 15 тыс. кал. л. н. Он характеризуется «хаотичной» волновой картиной на сейсмозаписях [Костин, Тарасов, 2011; Polyak et al., 1995; Тарасов и др., 2009] и представлен проксимальными гляциально-морскими глинистыми отложениями с обильным обломочным материалом и заключенными в них преимущественно переотложенными дочетвертными микрофоссилиями, накапливавшимися в условиях холодного морского опресненного бассейна [Мурдмаа, Иванова, 1999]. Нашими исследованиями вскрыт только в колонке CD-02/31 в Центральной впадине и в нижних 10 см колонки BS-85/13 с южного борта Кольского желоба.

Литокомплекс 2 – переходный между двумя литологически четко выраженными литокомплексами

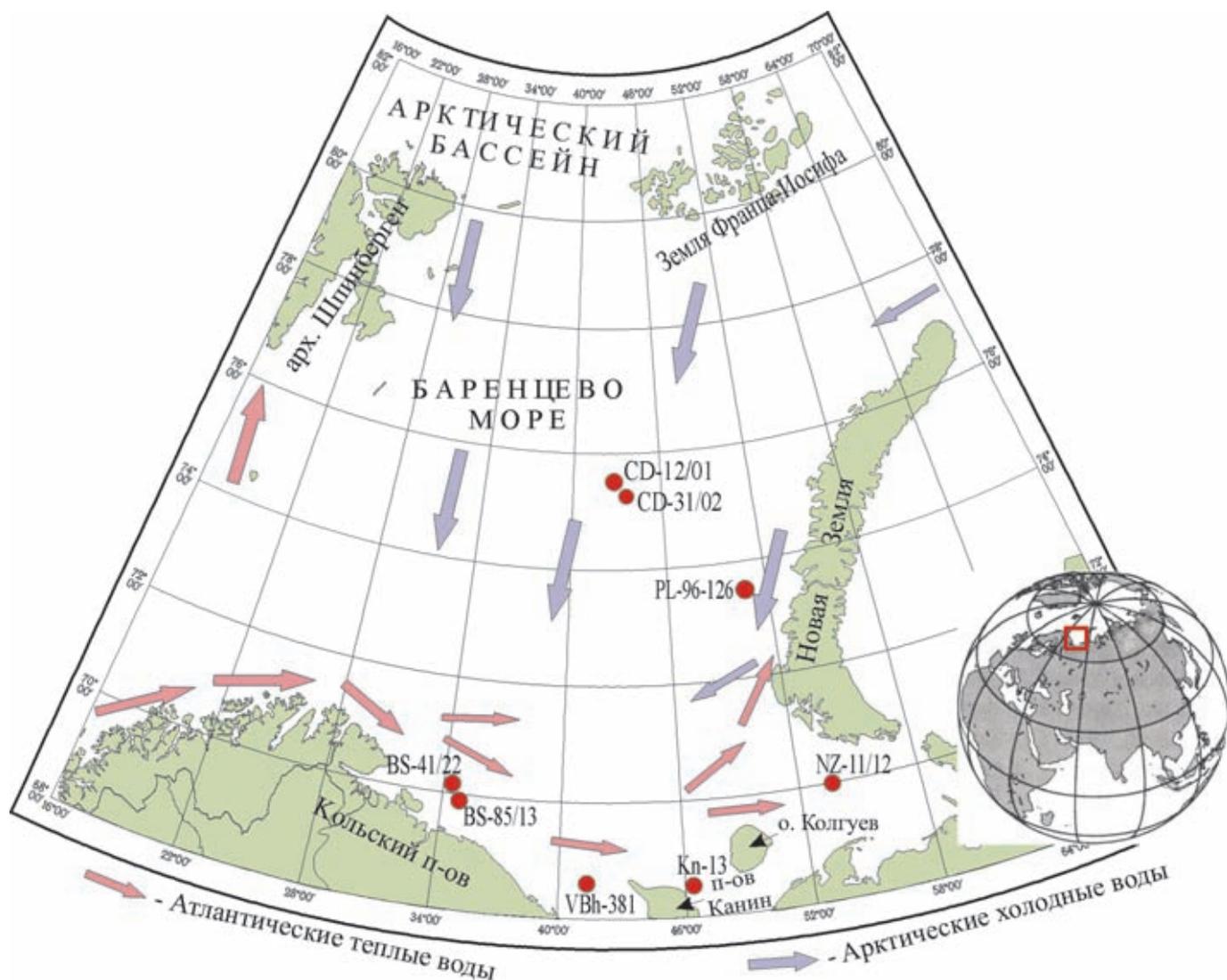


Рис. 2.2.1. Местоположение изученных колонок донных осадков

3 и 1, распространен повсеместно, за исключением Приновоземельской и Кольской цокольных террас, а также Печоро-Канинского мелководья, в районе которого он достоверно обнаружен лишь на о. Колгуеве [Крапивнер, 2009б]. Однако, полученные колонки донных осадков из районов Канинского плато, Северо-Канинского мелководья и Южно-Новоземельского желоба позволяют предполагать там его присутствие.

На сейсмозаписях он характеризуется горизонтально-ритмичнослоистой волновой картиной и соответствует этапу поздней дегляциации–перехода к послеледниковью (15–10.3 тыс. кал. л. н.) [Polyak et al., 1995]. Соответствующие ему осадки представлены плотными глинами, тонкослоистыми опесчаненными пелитами и алевропелитами с многочисленным материалом айсбергового разноса, что свидетельствует об их накоплении в условиях дистальных ледниково-морских бассейнов. Еще со времен работ М.В. Кленовой [1960], одного из основоположников морской геологии в России, они получили внеклассификационное и внегенетическое, чисто баренцево-морское название – «древние глины». В генетическом отношении они представляют собой ледниково-морские осадки (гляциомариний), образование которых связывается с вытаиванием моренного материала из подошвы ледникового покрова, находящегося на плаву [Самойлович и др., 1993]. Обстановки такого осадконакопления названы «подледно-шельфовыми», причем в зависимости от того, соединился ли морской бассейн с открытым океаном или нет, их относят к «открытому» или «закрытому» типу [Павлидис и др., 1998].

Верхний литокомплекс представлен морской сейсмофацией или маринием голоценового возраста (слой 1, mH1), для которой характерны акустически «прозрачная» запись, четкая литологическая граница и отсутствие признаков размыва на контакте с подстилающими глинами [Костин, Тарасов, 2011; Polyak et al., 1995]. Слой 1 сложен пелитовыми и алевроитово-пелитовыми илами оливково-серого или от светло-коричневого до коричневатого-темно-оливково-серого цвета, иногда с примесью песка, иногда сильно обводненными, в верхней части со следами трубок полихет, биотурбаций, пятнами гидротроилита и примазками моносulfидов железа. Слой 1 характеризуется повышенной концентрацией и значительным биоразнообразием комплексов современных микрофоссилий. На Кольско-Канинском участке этот слой представлен песчаной толщей с включениями битой ракуши и гальки.

Вышеописанные слои вмещают латерально изменчивые палинокомплексы, объединенные в несколько региональных палинозон (далее в тексте ПЗ). ПЗ-I

характеризует литокомплекс 3. Литокомплексу 2 соответствует ПЗ-II. В ряде разрезов она подразделяется на подзоны Па и Пб. Литокомплекс 1 вмещает палинокомплексы, объединенные в ПЗ-III, ПЗ-IV и ПЗ-V.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Техническая обработка образцов проводилась по принятой в России методике В.П. Гричука [Палеопалинология, 1966]. Часть образцов повторно обрабатывалась плавиковой кислотой [Moore et al., 1991] с целью увеличения концентрации экстрагированных микрофоссилий в связи с их крайне низким содержанием в осадках. Шаг пробоотбора составил 5–10 см. Идентификация микрофоссилий осуществлялась под микроскопом Motic-B1-220A при 400-кратном увеличении с привлечением опубликованных атласов и ключей [Куприянова, 1965; Куприянова, Алешина, 1972; Палеопалинология, 1966; Reille, 1995, 1998]. Палинодиаграммы построены с использованием пакета программ Tilia, TiliaGraph, TGView [Grimm, 1993, 2004]. Подсчет процентного содержания микрофоссилий проводился в зависимости от репрезентативности ПС: либо за 100% принималась сумма пыльцы деревьев, кустарников, трав и кустарничков (AP+NAP), а доля пыльцы водных и прибрежно-водных растений и спор подсчитывалась от этой суммы; либо за 100% принималась сумма пыльцы и спор. В осадках некоторых колонок были обнаружены водные палиноморфы (морские цисты динофлагеллат, колониальные пресноводные зеленые водоросли). В этом случае доля пыльцы наземных и водных растений определялась от суммы пыльцы, все остальные микрофоссилии – от суммы непыльцевых палиноморф (далее в тексте НПП). Переотложенные споры и пыльца дочетвертичного возраста подсчитывались дополнительно, а доля их участия в ПС рассчитана от общей суммы всех зарегистрированных в осадке микрофоссилий.

Центральная впадина

Две колонки подняты в 2014 г. с юго-восточного борта Центральной впадины с глубины 310–340 м (табл. 2.2.1, рис. 2.2.1). Все изученные образцы содержали гетерохронные палиноспектры (далее в тексте ПС) с различной степенью сохранности микрофоссилий. Споры и пыльца молодого возраста имеют отличную сохранность, а дочетвертичные – как правило, неудовлетворительную и крайне плохую, за исключением раннемеловых спор схизейных и трехлучевых спор *Leiotriletes* юрско-раннемелового возраста. Большая часть переотложенных микрофоссилий имеет локальный генезис, учитывая возраст

коренных пород исследуемого региона [Геологическая..., 1983], и поступает в осадки за счет донной абразии. Так, численно доминирующие *Picea* sp., *Pinus* sp., споры глейхениевых и схизейных, представленные вариативными видами родов *Lygodium* и *Anetia*, характерны для отложений готеррив-баррема; для апт-альбских отложений – *Podocarpus unica* Bolch., *Gleichenia delicata* Bolch., «бобовидные» споры семейства Polypodiaceae, *Ginkgo* sp., Taxodiaceae/ Cupressaceae, *Cycas glabra*, *Bennettites* spp.

Колонка CD-31/02. Микрофоссилии в количестве, достаточном для процентного подсчета внутри групп, зарегистрированы лишь в верхнем метре разреза (рис. 2.2.2, а).

Интервал разреза 2.35–1.0 м объединен в единую ПЗ-I, в которой пыльца и споры молодого возраста встречены лишь в образце с глубины 1.8 м. В остальных зарегистрированы пыльца и споры только мезозойского возраста. ПС с глубины 1.8 м отличаются максимальной для всего разреза долей пыльцы трав (Poaceae, Chenopodiaceae, *Artemisia* и Asteraceae) – до 30–45% в сумме, доминированием пыльцы *Betula nana*-type и спор *Sphagnum*, присутствием типичного для арктических морей криофильного таксона *Islandinium* var. *minutum*.

Для ПЗ-II (интервал 1.0–0.7 м) характерен максимум содержания пыльцы *Betula nana*-type (до 60% в нижней части ПЗ). Вверх по разрезу ее содержание резко уменьшается за счет увеличения доли пыльцы сосны и появления пыльцы древовидных берез и ольхи, а также ели и пихты. Процент пыльцы Poaceae по-прежнему высок (до 20%), разнотравье (*Varia*) наиболее разнообразно по составу. В споровой части спектров доминируют споры сфагновых мхов. В верхней части ПЗ резко увеличивается количество и разнообразие спор плаунов, и в интервале 1.2–1.3 м зарегистрирован их максимум. Увеличивается также доля морских цист динофлагеллат в составе НПП, появляются и достигают максимума цисты динофлагеллат *Operculodinium centrocarpum* и *Spiniferites* sp., в арктических морях маркирующие обстановки нормально-морской солености в зонах влияния атлантических вод [Matthiessen, 1995].

Нерасчлененные ПЗ-III и ПЗ-IV в интервале 0.7–0.3 м характеризуются очень низкой концентрацией пыльцы и спор в осадках и обедненным составом ПС с полным исчезновением пыльцы травянистых растений и господством дальнезаносных пыльцы сосны и спор папоротников. Такая особенность ПЗ свидетельствует о неблагоприятных условиях среды во время ее формирования.

Колонка CD-12/01. Доля дочетвертичных переотложенных микрофоссилий, в целом, меньше, чем в

ПС колонки CD-31/02 (рис. 2.2.2, б), однако, в нижней части разреза они составляют почти половину всех зарегистрированных микрофоссилий, несколько уменьшаясь вверх по разрезу. Выделенная ПЗ в интервале 2.15–1.95 м разреза характеризуется доминированием пыльцы карликовых берез и злаков и коррелируется с ПЗ-II разреза CD-31/02, вторая ПЗ (интервал 1.95–0.2 м) отличается увеличением содержания дальнезаносной пыльцы сосны, ольхи и спор сфагновых мхов и коррелируется с нерасчлененными ПЗ-III-IV колонки CD-31/02; пыльца и споры, извлеченные из приповерхностных 20 см, идентичны субфоссильным из этого региона.

Группа водных палиноморф более разнообразна по составу, чем в осадках колонки CD-31/02, доминирует *Islandinium* var. *minutum*, а вверх по разрезу резко увеличивается доля *Operculodinium centrocarpum*.

Кольский желоб

Колонки, поднятые на южном склоне Кольского желоба (рис. 2.2.1, табл. 2.2.1), вскрыли толщу темно-серых тугопластичных осадков с рассеянными включениями дресвы и гравия, перекрытую маломощным слоем зеленовато-серых текучепластичных пелитов со стяжениями гидротроилита и раковинами морских моллюсков. В колонке BS-85/13 в призабойной части разреза (в нижних 10 см) обнаружен обильный обломочный материал, а на пыльцевой диаграмме этой части разреза соответствует очень характерная ПЗ-I (рис. 2.2.3, а) – с большим количеством перетолженной пыльцы и спор мезозойского возраста, крайне обедненным таксономическим составом и присутствием пыльцы Poaceae и *Betula nana*-type, что позволяет полагать, что нижние 10 см колонки представлены осадками ранней дегляциации.

Интервалам 2.8–0.45 м колонки BS-85/13 (рис. 2.2.3, а) и 3.4–0.5 м колонки BS-41/22 (рис. 2.2.3, б) соответствует ПЗ-II, однако, в интервале 1.5–0.5 м колонки BS-41/22 зарегистрировано больше пыльцы древовидных берез, чем в осадках колонки BS-85/13, что предопределило ее деление на подзоны IIa и IIb на диаграмме колонки BS-41/22. В целом, для ПЗ-II характерно доминирование пыльцы *Betula nana*-type (в сумме до 35%), спор *Sphagnum* sp. (до 25%), Polypodiaceae (до 20%) и Bryales (до 10%) и высокий процент участия спор плаунов в верхней части палинозоны. Для травянистой части спектров характерны высокие значения содержания пыльцы Poaceae, Chenopodiaceae и *Artemisia* sp. (до 30–35% в сумме) и довольно значительное количество пыльцы Ericales в нижней части палинозоны. Разнотравье представлено, в основном, пыльцой Saxifragaceae, Apiaceae, Brassicaceae, Caryophyllaceae, Polygonaceae.

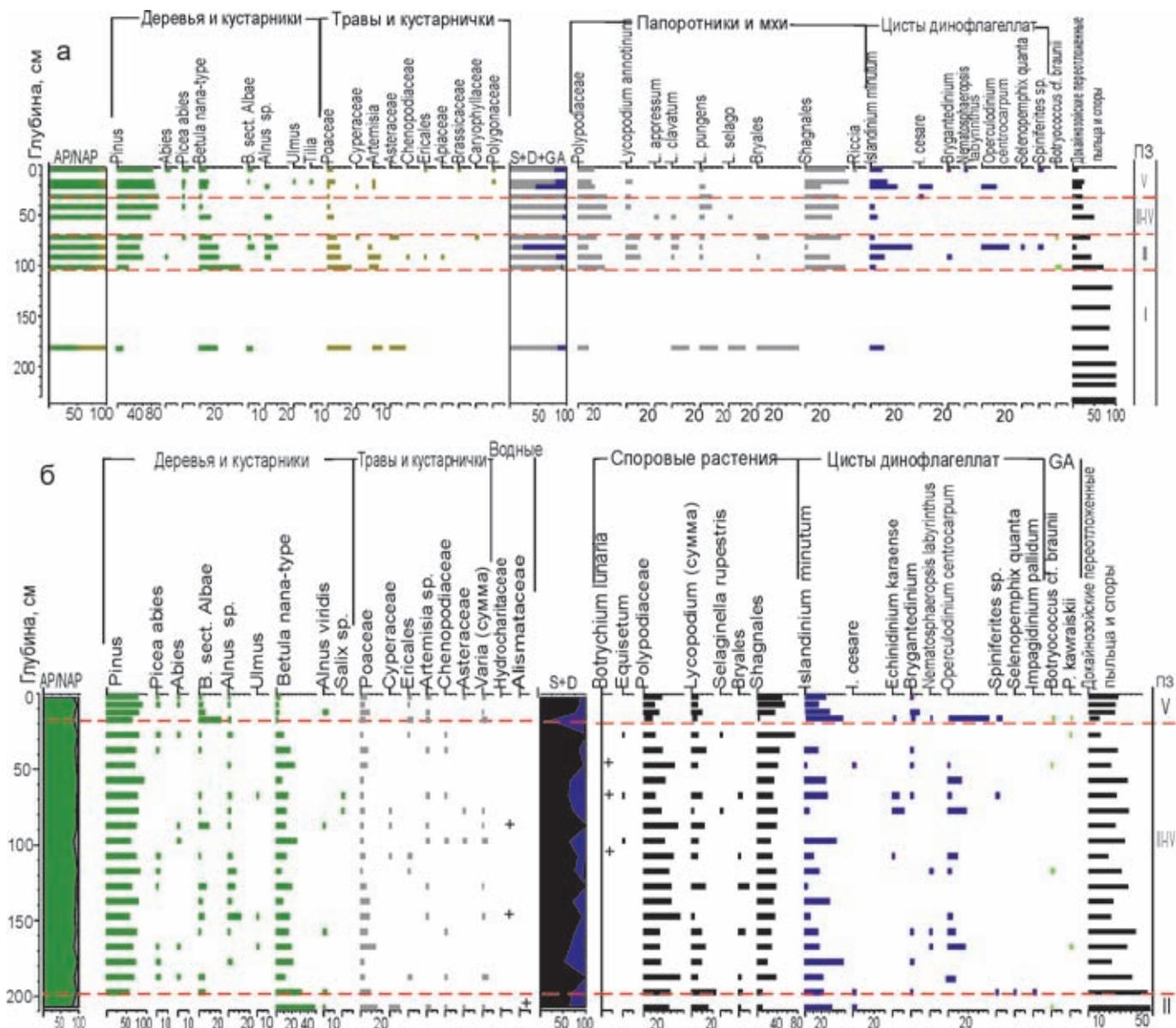


Рис. 2.2.2. Палинодиаграммы колонок CD-31/02 (а) и CD-12/01 (б) из Центральной впадины Баренцева моря, избранные пыльцевые записи, %:

AP – пыльца деревьев и кустарников; NAP – пыльца трав и кустарничков; GA – колониальные хлоро- и харофитовые водоросли; D – цисты динофлагеллат; S – споры

Интервал 2.4 м на диаграммах обеих колонок отмечен появлением колоний пресноводных хлорофитовых водорослей рода *Pediastrum*. Пик их содержания и несколько увеличивающееся разнообразие (*P. kawraiskii*, *P. simplex* и *P. duplex*) отмечены в интервале 1.8–1.4 м на диаграмме колонки BS-41/22 и в интервале 2.1–1.7 м в разрезе BS-85/13. Однако их суммарное количество в обеих колонках оказалось недостаточным для процентного подсчета внутри группы. В верхней части палинозоны появляются единичные цисты *Islandinium var. minutum* и *Brygantedinium* spp.

Состав микрофоссилий ПЗ-II (в частности, «реперный» максимум спор плаунов и увеличившаяся доля пресноводного микрофитопланктона), а также литологические характеристики вмещающих ее осадков позволяют считать, что она характеризует осадки финальной дегляциации и перехода к голоцену. Пиковые значения содержания спор плаунов на границе «пребореал-бореал» зафиксированы на палинодиаграммах датированных разрезов морских осадков в долинах рек Чапома, Варзуга и Воронья [Лебедева, 1977, 1983]. Эту же особенность ПС отмечали все палинологи, изучавшие палинокомплексы

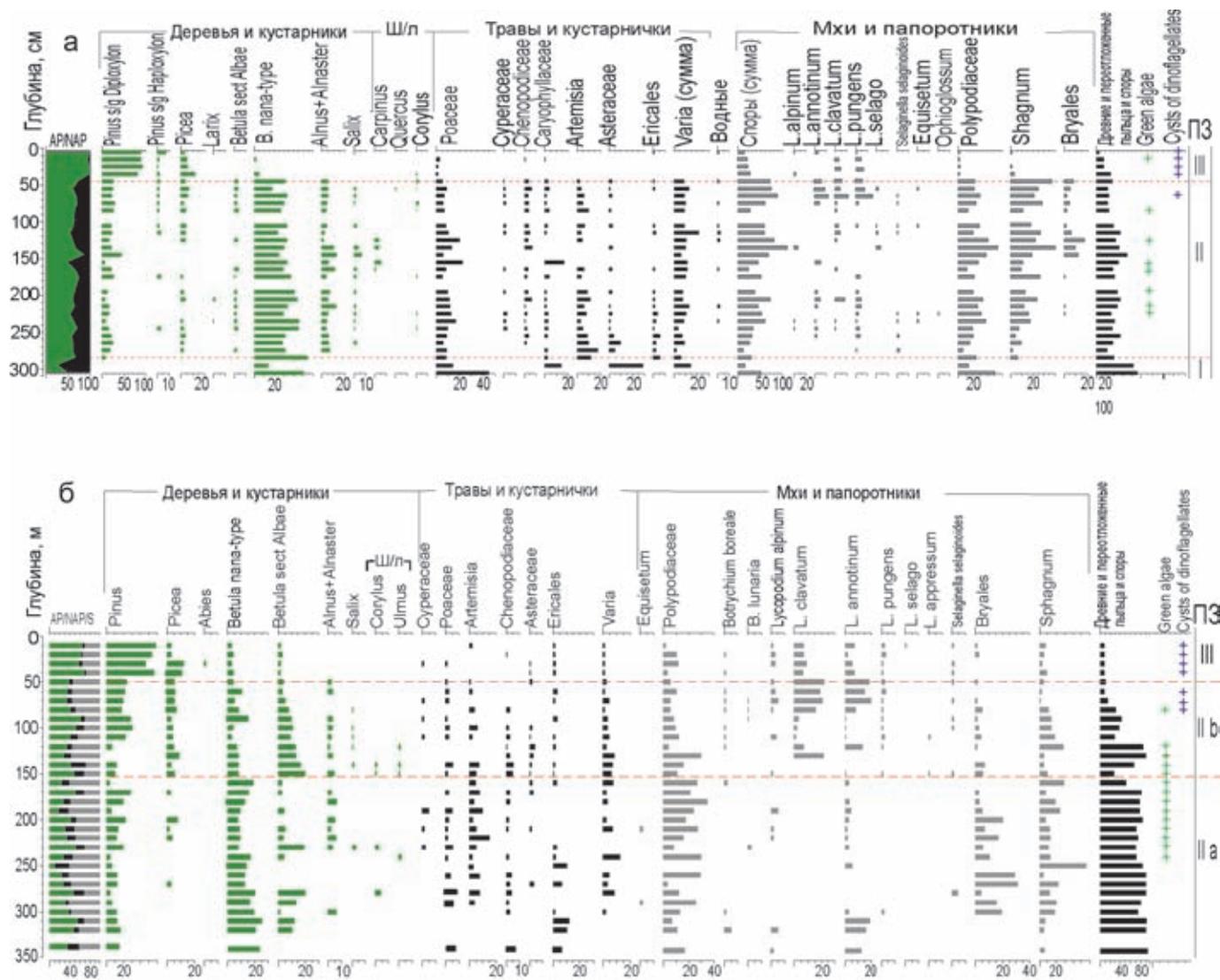


Рис. 2.2.3. Палинодиаграммы колонок BS-85/13 (а) и BS-41/22 (б) из Кольского жёлоба, избранные пыльцевые записи, %:

ш/л – пыльца широколиственных растений; остальные сокращения см. на рис. 2.2.2

из древнеголоценовых осадков Карельского перешейка и береговых районов Северной и Восточной Фенноскандии [Елина и др., 2000; Малясова, 1960; Самойлович и др., 2003; Шарапова, 2005].

Слою зеленовато-серых текучепластичных пелитов (верхние 0.45–0.5 м разрезов) соответствует ПЗ-III, основными отличиями которой являются: а) абсолютное доминирование пыльцы хвойных растений (более 75%) над пыльцой берез, б) максимальное (на диаграммах обоих разрезов) количество пыльцы *Picea* sp. (до 12%), в) резкое уменьшение количества спор плаунов (до 3%) и г) почти полное исчезновение хлорофитовых водорослей в группе водного микрофитопланктона. С интервалом 0.7 м (BS-85/13) и 0.8 м (BS-41/22) единично регистрировались цисты *Operculodinium centrocarpum* и *Nematosphaeropsis labyrinthus*.

Западно-Новоземельский шельф и Южно-Новоземельский жёлоб

Колонки, поднятые на юге и западе Новоземельского шельфа (рис. 2.2.1; табл. 2.2.1), вскрыли толщу темно-серых до коричневатого-темно-серых алевропелитов (слой 1), в нижней части колонки NZ-11/12 – более плотных с многочисленными включениями грубых обломков (слой 2). В Южно-Новоземельском жёлобе верхние 0.9 м алевролитов опесчанены. Имеющиеся радиоуглеродные датировки по колонке PL-96-126 свидетельствуют о значительной мощности осадков среднего–позднего голоцена на Западно-Новоземельском шельфе и очень высоких скоростях седиментации, от 60 до 120 см/100 лет [Voronina et al., 2001].

ПЗ-II, выделенная в осадках колонки NZ-11/12 в интервале 2.2–1.15 м (рис. 2.2.4, а), имеет характер-

ный состав, свидетельствующий о суровых климатических условиях времени ее формирования.

В ней зарегистрировано аномально высокое для ПС донных осадков Баренцева моря содержание пыльцы травянистых растений (до 44.4%), в то время как доля дальнезаносной пыльцы хвойных растений не превышает 15%, что в 3–4 раза меньше, чем в суб-фоссильных СПС из района Западно-Новоземельского шельфа [Руденко, 2011]. Доминирует пыльца полыни (до 28.7%), содоминанты – пыльца злаков и семейства маревых. Постоянно присутствие в ПС пыльцы Asteraceae, в интервале 1.5–1.55 см зарегистрирована пыльца эфедры. Пыльца Saxifragaceae,

Brassicaceae, Rosaceae и Polygonaceae составляет наибольшую долю в группе разнотравья. В споровой части ПС наиболее многочисленны споры папоротников (10–24.4%) и зеленых мхов (до 32%). Доля участия спор плаунов достигает максимальных значений (до 15%) в верхней части ПЗ. В ассоциации водных палиноморф преобладают пресноводные зеленые водоросли (*Pediastrum kawraiskii*, *P. duplex*).

В вышележащих осадках выделены три ПЗ. В ПЗ-III (интервал 0.9–1.15 м) существенно уменьшается количество пыльцы трав за счет увеличения доли пыльцы древесных и кустарниковых растений (до 50%), на диаграмме показаны максимумы кривые пыльцы осок,

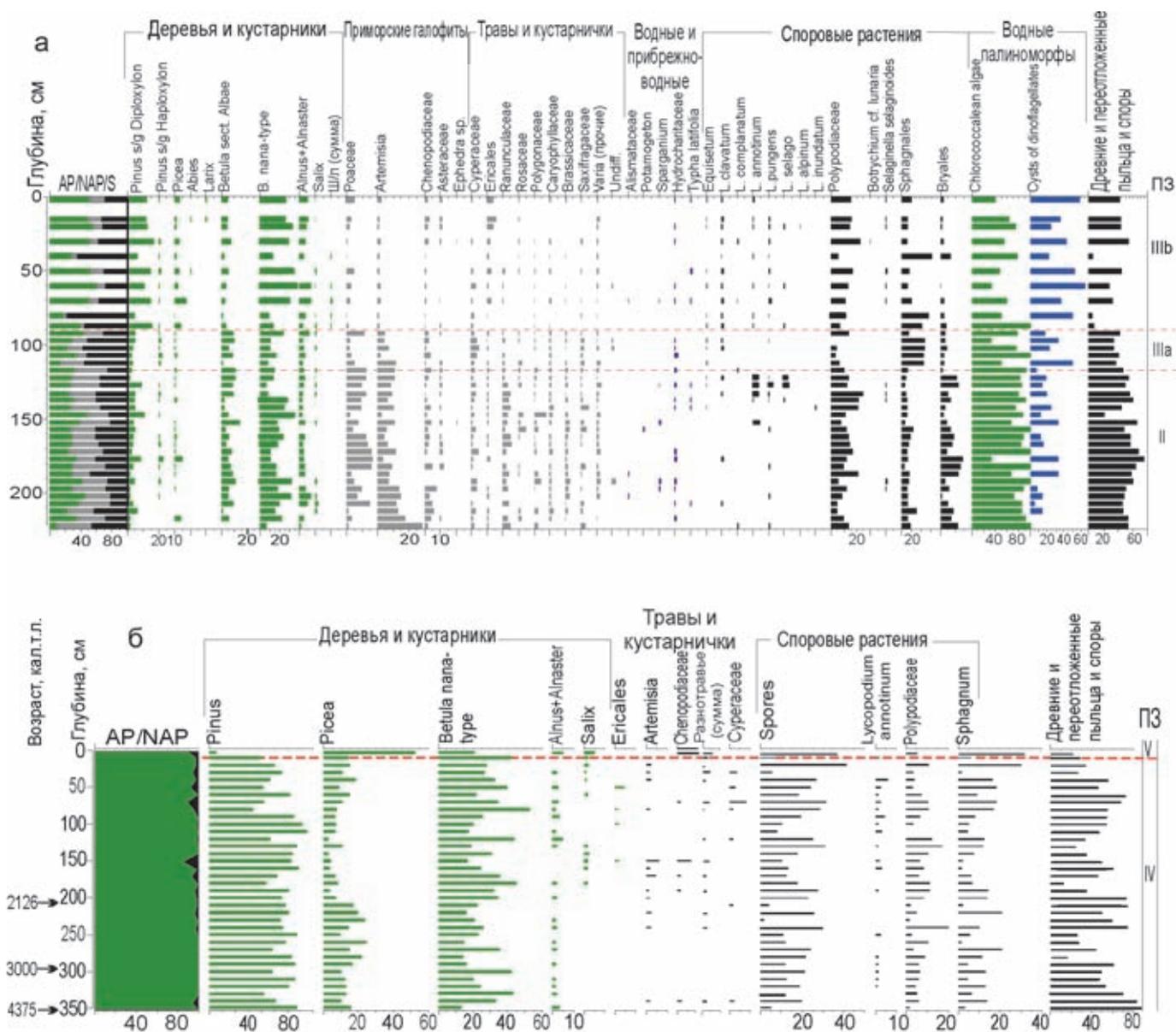


Рис. 2.2.4. Генерализованные палинодиаграммы колонок NZ-11/12 (а) и PL-96-126 (б) из района Приновоземельского шельфа, % (сокращения см. на рис. 2.2.2)

водных и прибрежно-водных растений (в т.ч. *Typha latifolia*, Hydrocharitaceae, *Sparganium*) и спор сфагновых мхов, почти полностью исчезают споры плаунов.

ПЗ-IV (интервал 0.9–0.05 м) характеризуется максимальной для всего разреза процентной долей пыльцы древесных и кустарниковых растений, в том числе ели и ольхи, а также верескоцветных. Примечательно постоянное присутствие и увеличение доли участия пыльцы широколиственных растений (*Carpinus*, *Corylus*, *Tilia*, *Ulmus*). Учет пыльцы этой экологической группы особенно важен при интерпретации маринопалинологических данных из Баренцевоморского района, поскольку известно, что ее воздушная транспортировка затруднена большой массой и размерами. Захоронение происходит в непосредственной близости от растений-продуцентов, а на дальних расстояниях от их ареала основным путем ее поступления на шельф является водный занос в составе влекомой твердой взвеси [Заклинская, 1951; Федорова, 1952]. Принимая во внимание, что реки, дренирующие зону смешанных лесов Русской равнины, несут взвеси в южном направлении к морям Каспийскому, Азовскому и Черному, ближайшим ареалом продуцентов, вероятнее всего, следует считать леса Западной Европы и юга Скандинавии, основным транспортирующим фактором – Норвежское и Мурманское течения, а саму пыльцу считать надежным индикатором связи Баренцева моря с Северной Атлантикой. И действительно, модель распределения пыльцы широколиственных растений в поверхностных осадках Баренцева моря совпадает с конфигурацией «дочерних» ветвей Нордкапского течения в Баренцевом море [Руденко, Полякова, 2001].

Из верхних 5 см разреза выделены ПС очень обедненного состава с полным доминированием пыльцы сосны (ПЗ-V).

ПС колонки PL-96-126 (определения В.Я. Стелле) объединены в две ПЗ-IV (интервал 2.5–3.5 м) и V (интервал 0–2.5 м) (рис. 2.2.4, б), основным различием которых является полное отсутствие пыльцы травянистых растений в ПЗ-IV.

Полученные данные по Южно-Новоземельскому желобу согласуются с выводами микропалеонтологов, изучавших состав водных палиноморф в осадках Западно-Новоземельского шельфа в колонке PL-96-126 и указывавших на абсолютное преобладание морских цист *Operculodinium centrocarpum* и *Pentapaharsodinium dalei* по всему разрезу, который вскрыл осадки позднего голоцена [Voronina et al., 2001]. Так, на диаграмме колонки NZ-11/12 хорошо прослеживаются пиковые значения цист динофлагеллат в ПЗ-V, соответствующей позднему голоцену. А вот вниз по разрезу, в ПЗ-IV, численность цист ди-

нофлагеллат почти вдвое ниже, чем пресноводных водорослей рода *Pediastrum*.

Канинское плато и Северо-Канинское мелководье

Колонка VBh-381, Канинское плато. Разрез представлен плотными коричневато-серыми пластичными глинами с множественными включениями гравия и гальки вскрытой мощностью 3.45 м (слой 2, см. разд. 2.2.1), перекрытыми темно-серыми алевроитскими песками средней и мелкой зернистости с редкими включениями битой ракушки (интервал 0–1.3 м) (слой 1).

Пыльца и споры в интервале 4.75–3.9 м встречаются в количествах, недостаточных для вычислений процентных соотношений между группами, поэтому диаграмма построена только для интервала 0.1–3.9 м (рис. 2.2.5, а). К сожалению, в данном разрезе не изучались водные палиноморфы.

ПЗ-IIa (интервал 3.9–2.6 м) и ПЗ-IIb (2.6–1.3 м) характеризуют слой 2. В целом, таксономический состав палинозон схож, но во второй отмечены пиковые содержания пыльцы полыни, спор плаунов в ее верхней части и более высокая доля пыльцы Rosaceae (до 12%). Доля участия пыльцы Chenopodiaceae вверх по разрезу снижается с 18% до 0–5%. Тундровое разнотравье представлено, в основном, Brassicaceae, Rosaceae, Saxifragaceae, Caryophyllaceae, в интервале 2.2–2.4 м зарегистрирована пыльца *Ephedra*. В споровой части обеих палинозон доминируют споры сфагновых мхов.

Слою 3 соответствуют ПЗ-III (интервал 1.3–0.9 м), ПЗ-IV (интервал 0.9–0.6 м) и ПЗ-V (0.6–0.1 м). Они характеризуются еще большим увеличением содержания пыльцы древесных растений, в т.ч. сосны и березы, за счет резкого уменьшения участия в ПС пыльцы травянистых растений вплоть до полного исчезновения (например, *Artemisia*, Chenopodiaceae). Вместе с тем, на диаграмме проявляются четкие различия между зонами. Так, на диаграмме разреза с Канинского плато так же, как и на диаграммах соседних районов Баренцева моря, проявлен максимум содержания пыльцы ели и ольхи в ПЗ-IV на глубине 0.8 м. На этой же глубине наиболее высока доля участия пыльцы широколиственных растений (до 5% в сумме), а также пыльцы вересковых и разнотравья.

В целом, ПС ПЗ-IV отражают наиболее оптимальные природно-климатические условия на прилегающей суше, следствием чего явилось увеличение пыльцевой продуктивности растений, и относятся к теплому лесотундровому типу.

ПЗ-V (интервал 0.0–0.6 м) имеет значительно более обедненный состав с наиболее высокой долей

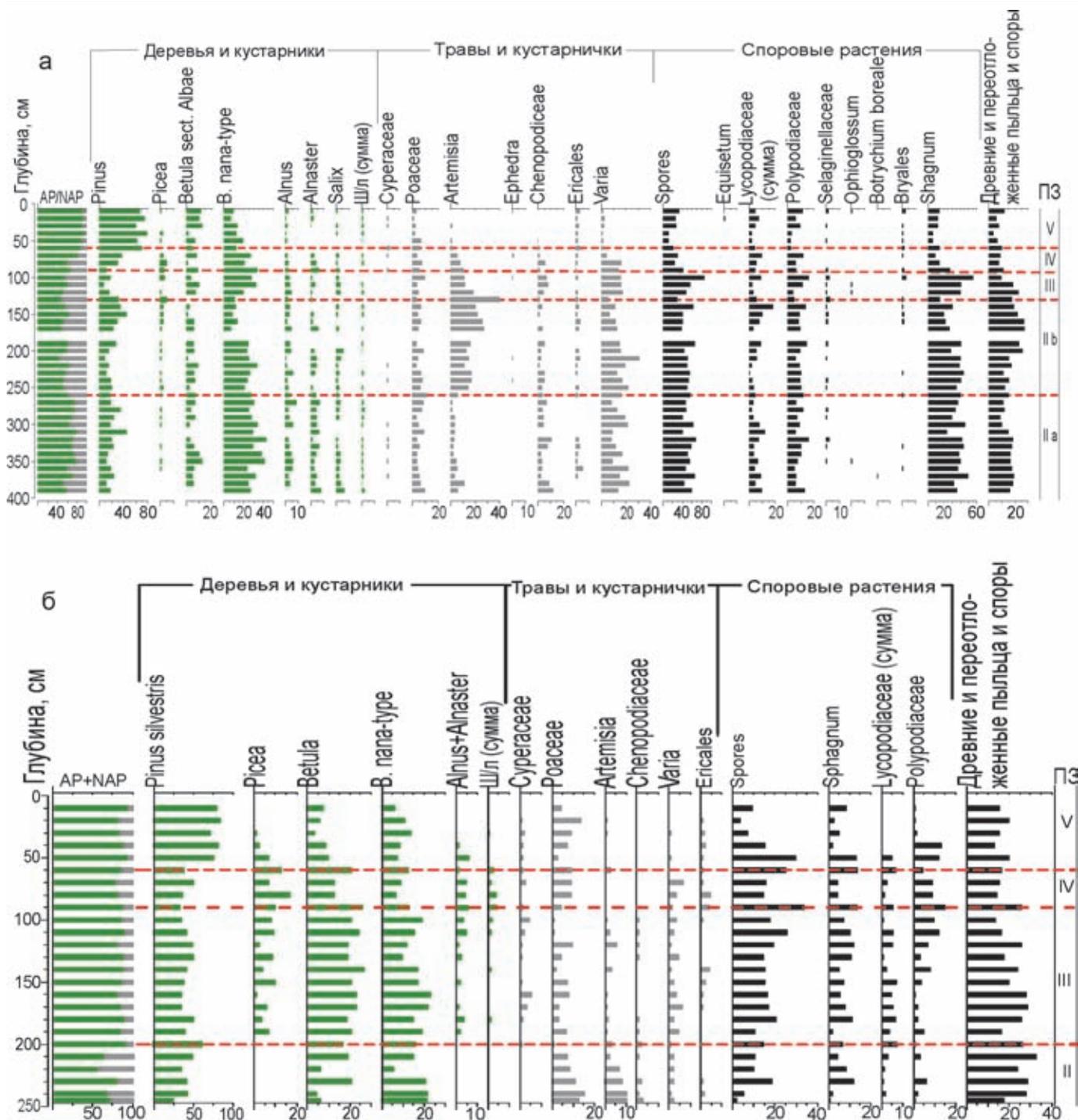


Рис. 2.2.5. Палинодиаграммы колонок VBh-381 (а) с Канинского плато и Кп-13 (б) из района Северо-Канинского мелководья (Б), избранные пыльцевые записи, % (сокращения см. на рис. 2.2.2)

участия пыльцы сосны, что может отражать этап ухудшения климатической обстановки.

Колонка Кп-13, Североканинское мелководье. Изученный керн морских осадков представлен 2.45-метровой толщей зеленовато-серых опесчаненных пелитов, в верхних 0.45 м со следами трубок полихет,

пятнами гидротроилита и редкими включениями битой ракушки. В толще выделены четыре ПЗ (рис. 2.2.5, б).

ПЗ-II (интервал 2.45–2.0 м) характеризуется примерно равным количеством пыльцы сосны и березы и отсутствием пыльцы других древесных и кустарниковых растений, а также доминированием пыльцы

Росаеae (до 15%), *Artemisia* sp. (11%) в травянистой части спектров и папоротников (до 18%) в споровой.

ПЗ-III (интервал 2.0–0.9 м) отличается увеличением содержания в спектрах пыльцы березы до максимальных значений в 30% в интервале 1.4 м, появлением пыльцы ели и ольхи и общим увеличением их процентной доли в ПС. Единично зарегистрирована пыльца граба, вяза и липы. Палинодиаграмма фиксирует большую суммарную долю (до 6%) пыльцы луговых мезофитов, представленных преимущественно пыльцой *Caryophyllaceae*, *Ranunculaceae*, *Polygonum* aff. *bistorta*.

ПЗ-IV (интервал 0.9–0.6 м) отличается высокой долей пыльцы берез на фоне максимального для разреза содержания пыльцы ели (16%), ольхи (8%), верескоцветных, луговых мезофитов и «экзотической» для региона пыльцы широколиственных растений (граба, вяза, лещины) (в сумме до 5%). Единично зарегистрирована пыльца пихты.

Так же как и ПС Канинского плато, ПС Северо-Канинского мелководья, объединенные в ПЗ-IV, характеризуют наиболее благоприятную климатическую обстановку.

ПЗ-V (интервал 0.6–0.1 м) объединяет малорепрезентативные ПС с абсолютным господством пыльцы сосны и злаков. Аборигенная флора побережья представлена единичной пыльцой кальциефильных растений скальных и осыпных склонов – *Saxifragaceae*, единично *Rosaceae*, *Diphazium alpinum*, *Selaginella selaginoides*.

ПАЛИНОЗОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ И РЕКОНСТРУКЦИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ОБСТАНОВОК

Полученные данные позволили провести палинозональную корреляцию разрезов, в основу которой положены процентные вариации между основными группами микрофоссилий и особенности таксономического состава ПС (табл. 2.2.2, рис. 2.2.6).

Граница между плейстоценом и голоценом фиксируется литологическими различиями осадков, а также резким изменением характера ПС, в том числе общим увеличением содержания пыльцы и спор в осадках и уменьшением доли переотложенных пыльцы и спор.

ПС, характеризующие переходный от позднеледниковью литокомплекс 2, имеют в Южно-Баренцевоморском районе очень четкие признаки. Во-первых, они обеднены таксономически, относятся к холодному тундрово-степному типу и резко отличаются от субфоссильных ПС Южно-Баренцевского региона обилием пыльцы злаков и полыней, в разы превышающим таковое в субфоссильных [Руденко,

2017]. Кроме того, для них характерно полное или почти полное отсутствие пыльцы древесных растений, за исключением дальнезаносной пыльцы сосны, доля участия в ПС которой также незначительна.

Во-вторых, на диаграммах всех изученных разрезов в осадках кровли слоя 2 проявляется, хотя и с разной степенью выраженности, максимум спор плаунов, что дает основание для корреляции данного интервала разрезов морских осадков с радиоуглеродно-датированными пыльцевыми уровнями, установленными в осадках, слагающих морские террасы Кольского полуострова [Лебедева, 1977]. Микрофаунистическая характеристика данного интервала разреза, полученная по Центральной впадине [Rudenko et al., 2018] и Кольскому желобу [Государственная..., 2006], свидетельствует о резком увеличении численности микрофоссилий и пике содержания арктического вида бентосных фораминифер *Cassidulina reniforme*. Это хорошо согласуется с описаниями ассоциаций фораминифер из других разрезов региона, обеспеченных радиоуглеродными датировками и подтверждающих пребореальный возраст вмещающих осадков [Polyak, Mikhailov, 1996; Мурдмаа, Иванова, 1999; Погодина, 2000].

В третьих, литокомплекс 2 вмещает характерную ассоциацию водных палиноморф, в которой доминируют пресноводные хлорофитовые водоросли рода *Pediastrum*, что свидетельствует в пользу значительного стока с суши и характеризует морской бассейн как распресненный, что подтверждают и данные микрофаунистического анализа [Государственная..., 2003а, 2003б, 2006, 2014; Rudenko et al., 2018]. Единичные находки криофильных морских цист динофлагеллат указывают на его значительную ледовитость.

Различия в составе ПС свидетельствуют об изменении природно-климатической обстановки во время накопления литокомплекса 1. Региональным признаком ПС раннего голоцена является существенное увеличение количества пыльцы берез (как кустарниковых, так и древовидных), на диаграммах проявляющееся сразу после пика содержания спор плаунов (ПЗ-III).

Оптимальные климатические условия среднего голоцена отражают те части палинодиаграмм, которым соответствуют пики содержания пыльцы древесных растений, в том числе ели и ольхи (ПЗ-IV), а также повышенная доля участия в спектрах пыльцы тундрового разнотравья, спор сфагновых мхов и суммарная доля участия в ПС «экзотической» для региона пыльцы широколиственных растений. ПС отнесены к теплому лесо-тундровому типу.

Таблица 2.2.2. Характеристика литостратиграфических комплексов южной части Баренцева моря и Центральной впадины

Литостратиграфический горизонт	Возраст, кал. тыс. л.н.	Литологическая характеристика	Тип сейсмоакустической записи	Реконструированные седиментационные обстановки (по Polyak et al., 1995)	Микрофаунистическая характеристика (по Rudenko et al., 2018)	Руководящие виды наземных и водных палиноморф	Палинозоны
III	> 15	Тонкозернистые темно-серые глины или алевропелиты с максимальным содержанием крупнозернистых терригенных обломков и дробстоунов (гляциально-морской диамиктон)	Хаотическая	Проксимальные гляциально-морские периоды ранней дегляциации	Смешанная ассоциация с признаками переотложения	Переотложенные пыльца и споры преимущественно мезозойского возраста Единично – <i>Islandinium</i> var. <i>minimum</i>	ПЗ-I (DR3?) (Центральная впадина; Кольский желоб)
II	12-15	Тонкослоистые песчанистые илы или алевропелиты с множественным материалом айсбергового разноса	Горизонтально-ритмично-слоистая	Дистальный ледниково-морской бассейн периода поздней дегляциации и перехода к голоцену	<i>Elphidium clavatum</i>	<i>Betula nana</i> -type <i>Poaceae</i> + <i>Artemisia</i> <i>Islandinium</i> var. <i>minimum</i> <i>max Lycorodium</i>	ПЗ-II (PB)
I	< 12	Глинистые или песчанистые алевроиты или илы оливково-серого до темного оливково-серого цвета сверху с примазками органики, пятнами гидрофилита, трубками полихет, иногда редкими включениями битой ракушки	Акустически прозрачная, однородная	Последледниковый нормальный морской бассейн	<i>Elphidium clavatum</i> <i>Cassidulina reniforme</i> <i>Islandiella Norcrossi</i> <i>Cassidulina reniforme</i> <i>Melonis barleeanus</i>	<i>Betula</i> + <i>Pinus silvestris</i> Единично - <i>Quercus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Corylus</i> <i>Operculodinium centrocarpum</i> <i>Pinus silvestris</i>	ПЗ-III (BO) ПЗ-IV (AT) ПЗ-V (SB-SA)

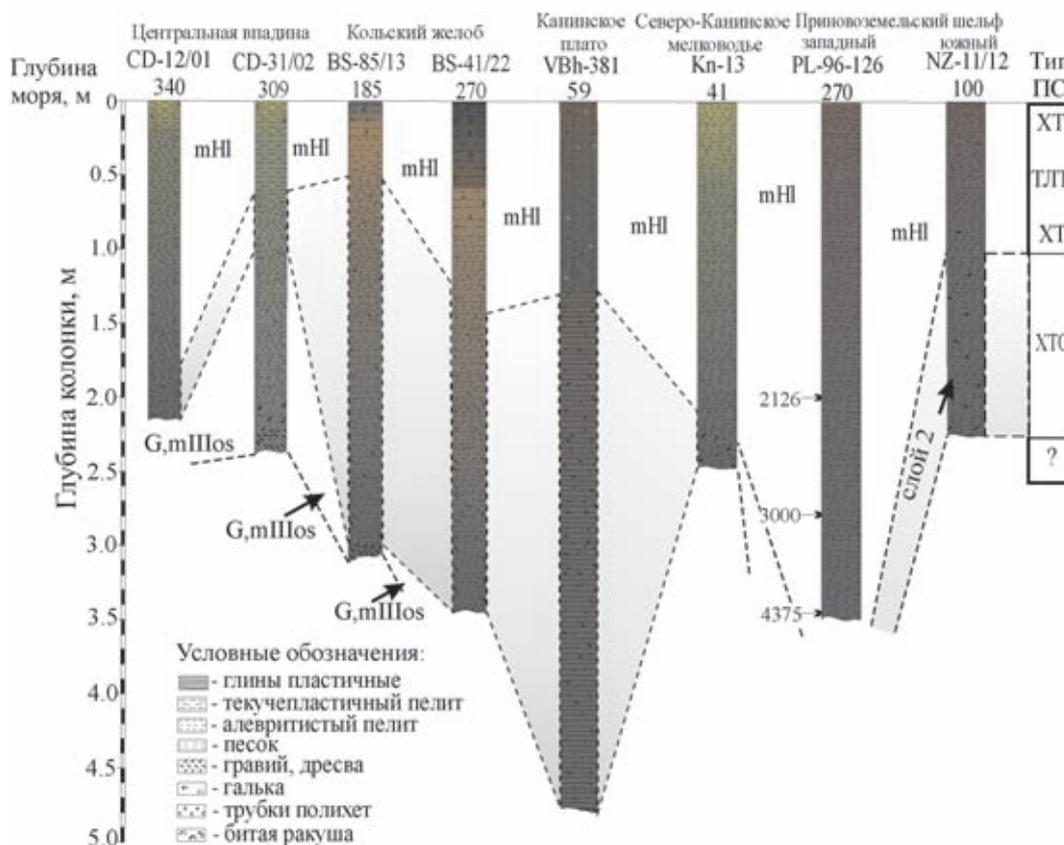


Рис. 2.2.6. Палинозональная корреляция изученных разрезов донных осадков.

Затемнением показан литокомплекс 2, соответствующий переходу от дегляциации к голоцену; стрелки с цифрами соответствуют календарному возрасту с учетом корректировки в 400 лет для морских карбонатов [Stuiver, Braziunas, 1993]; ПС – палиноспектр; ХТС – холодный тундро-степной; ХТ – холодный тундровый; ТЛТ – теплый лесотундровый

Кровля слоя 1 содержит обедненные ПС, близкие по составу к субфоссильным, соответствующие холодному тундровому типу (ПЗ-V).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение колонок донных осадков в южной и юго-восточной частях Баренцева моря и Центральной впадине палинологическим методом и сопоставление полученных результатов с геофизическими и литологическими данными позволили провести стратиграфическое расчленение изученных осадков на три литокомплекса и выделить пять региональных палинозон, соответствующих определенным этапам развития седиментационных обстановок на этапе дегляциации, перехода к голоцену и в самом голоцене, выявить их общие и региональные особенности.

Поэтапное уменьшение роли ледникового фактора от начала дегляциации до голоцена является, по большей части, климатообусловленным, что подтверждают региональные особенности палинозон: изменения концентрации и таксономического разнообразия микрофоссилий в осадках, последовательное появление маркерных видов, свидетельствующих о смягчении климатической обстановки в начале голоцена и усилении влияния атлантических вод по южной периферии Баренцева моря. Наиболее отчетливо на всех палинодиаграммах, характеризующих осадки голоцена, прослеживается палинозона, соответствующая климатическому оптимуму конца раннего–среднего голоцена. Она свидетельствует об изменении в составе растительности по периферии Баренцева моря и продвижении березовых лесов и ели к побережью, что нашло отражение в значительном увеличении доли их участия в ПС.