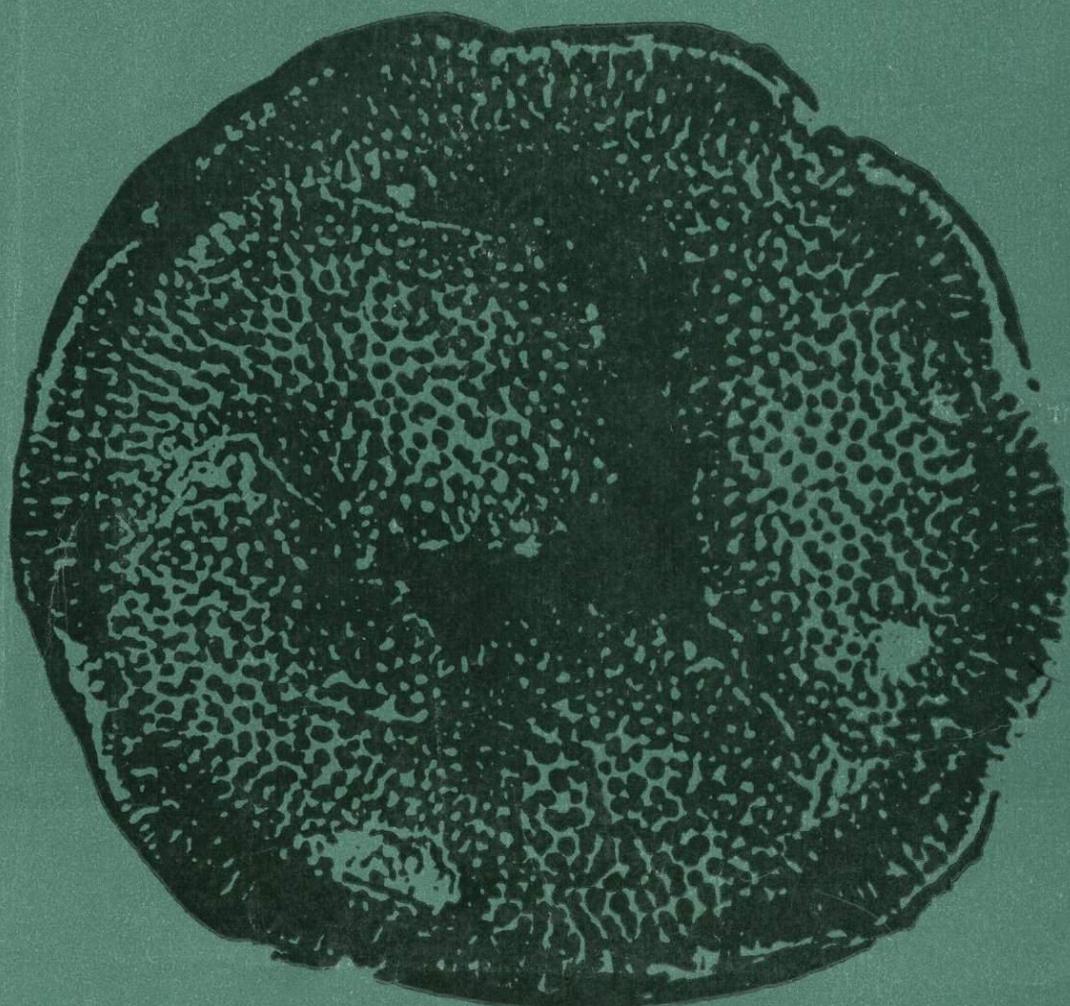




ПАЛИНОЛОГИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА



МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР
ГОЛОВНОЙ СОВЕТ ПО ГЕОГРАФИЧЕСКИМ НАУКАМ



ПАЛИНОЛОГИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА

Межвузовский сборник

3640



ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
ЛЕНИНГРАД 1981



Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Ленинградского университета

Палинология плейстоцена и голоцена: Межвуз. сб. / Под ред. Ю. П. Селиверстова. — Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1981 — 168 с.

Сборник содержит материалы исследований, осуществляемых в порядке подготовки к проведению в Москве (в 1982 г.) XI Конгресса Международной ассоциации по изучению четвертичного периода. Рассматриваются вопросы использования данных изучения спор и пыльцы из плейстоценовых и голоценовых отложений различных континентальных и морских областей СССР с целью реконструкции ландшафтной обстановки и условий развития растительности прошлого, уточнения стратиграфических признаков при проведении геолого-палеонтологических работ и т. д.

Работа рассчитана на географов, геологов и биологов, занимающихся проблемами новейшей истории Земли.

Редколлегия: Ю. П. Селиверстов (отв. ред.), Г. И. Клейменова,
И. И. Краснов, Е. С. Малясова

Рецензенты: докт. геол.-минер. наук Г. С. Ганешин (ВСЕГЕИ), канд.
географ. наук М. Г. Гросвальд (Институт Географии АН
СССР)

П 20801—113
076(02)—81

95—81 2002000000

Издательство
© Ленинградского
университета, 1981 г.

ИБ № 1260

**Палинология плейстоцена
и голоцена**

Межвузовский сборник

Редактор *Т. И. Петровская*
Художник обложки *А. Н. Гришин*
Художественный редактор *А. Г. Голубев*
Технический редактор *А. В. Борщева*
Корректоры *К. Я. Евнина, А. С. Качинская*

Сдано в набор 12.11.80. Подписано в печать 28.05.81. М-20053. Формат 70×108¹/₁₆. Гарнитура литературная. Печать высокая. Уч.-изд. л. 14,09. Печ. л. 10,5. Усл. печ. л. 14,70. Бум. тип. № 1. Тираж 909 экз. Заказ № 53. Цена 2 р. 10 к.

Издательство ЛГУ им. А. А. Жданова. 199164, Ленинград, В-164, Университетская наб., 7/9.

Типография Изд-ва ЛГУ им. А. А. Жданова. 199164, Ленинград, Университетская наб., 7/9.

MINISTRY OF HIGHER AND SECONDARY
SPECIAL EDUCATION (RSFSR)



PLEISTOCENE
AND HOLOCENE
PALINOLOGY

Interunion issue



LENINGRAD STATE UNIVERSITY
LENINGRAD 1981

Board of editors:
 Seliverstov Ju. P. (managing editor), Kleymenova G. I., Krasnov I. I., Malyasova E. S.

CONTENTS

Some problems of pleistocene and holocene study (preface)	5
Continental pleistocene and holocene	
<i>Zarrina E. P., Krasnov I. I., Skomorokhov A. I., Spiridonova E. A.</i> Loess stratigraphy and palinology for the central part of the Middle-Russian upland (VSEGEI, LGU)	13
<i>Spiridonova E. A., Arslanov Kh. A., Malakhovsky D. B., Velichkevich F. Ju., Denisenkov V. P., Latysheva N. M., Lyadov V. V.</i> Pleistocene deposit section at the settl. Selizharovo (the Upper Volga) (LGU, IGG AN Bel. SSR)	32
<i>Minina E. A., Borisova B. A., Kalugina L. V., Malakhovsky D. B.</i> Pleistocene sediment stratigraphy at the Akdzhar section (the East Pamirs) (VSEGEI, LGU)	45
<i>Geleta I. F., Spiridonova E. A.</i> Attempt of Holocene climate reconstruction based on the palinological data by means of multidimensional statistical analysis (IG SO AN SSSR, LGU)	52
<i>Serebryanny L. R., Malyasova E. A.</i> Holocene palinology and stratigraphy of the Central Caucasus high mountain (IG AN SSSR, LGU)	70
<i>Balabanov I. P., Gey N. A.</i> Pitsunda-lagoon history in Middle and Upper Holocene (2 th GGU Mingeo SSSR, LGU)	78
<i>Maksimov E. V., Kleymenova G. I., Kozyreva M. G., Svistunov E. E.</i> Holocene palaeogeographical study of the Kirghiz Alatau (central part) (LGU)	87
Marine pleistocene and holocene	
<i>Malyasova E. S.</i> Value of sporen — pollen analysis for the study of the Barents Sea bottom sediments (LGU)	—
<i>Manujlov S. F., Rybalko A. E., Spiridonov M. A., Dzhinoridze R. N., Kalugina L. V., Kirienko E. A., Spiridonova E. A.</i> Stratotype of Late Pleistocene and Holocene sediments of the Solovetzky shelf (the White Sea) (VSEGEI, LGU)	116
<i>Kleymenova G. I., Khomutova V. I.</i> Palinological analysis of the Baltic Sea bottom sediments (LGU, In-t Ozerovedeniya AN SSSR)	134
<i>Vishnevskaya E. M., Dzhinoridze R. N., Melnichuk A. S.</i> Diatom complexes in the upper layer of the Baltic Sea sediments (LGU, Kaliningrad GU)	149
<i>Dzhinoridze R. N., Golikova G. S., Nagaeva G. A.</i> Some data for diatom investigation in Late Pleistocene and Holocene sediments of the Norway Sea (LGU, IO AN SSSR)	159

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА

Плейстоценовые и голоценовые образования имеют практически повсеместное распространение на земной поверхности и являются главной ареной хозяйственной деятельности людей. Почти сплошным покровом выстилают они дно морей и океанов. Эти особенности наряду с огромной экономической ценностью молодого покрова, специфику образования и эволюции которого можно изучать непосредственными наблюдениями и в известной степени переносить их на горные породы и явления прошлых геологических эпох, обусловили создание многочисленных специальных исследовательских организаций, объединенных в Международный союз по изучению четвертичного периода — ИНКВА.

Генеральная ассамблея и очередной XI Конгресс ИНКВА состоятся в 1982 г. в г. Москве. Ровно полвека его отделяет от II Международной конференции ИНКВА, проводившейся в 1932 г. в Советском Союзе и определившей главнейшие направления изучения наиболее близкого человечеству этапа геологической истории Земли. За прошедшие годы была проделана огромная работа по всестороннему исследованию четвертичных образований как с точки зрения их внутренних особенностей и многообразного проявления, так и с точки зрения их регионального распространения и сложных взаимоотношений. В эти годы изучение покровных образований перешагнуло границы земных континентов и началось на морском дне, дав тем самым новые возможности для постижения сложной истории становления и эволюции географической оболочки Земли. К традиционным геологическим методам биостратиграфического, литолого-фациального, структурно-тектонического и иных анализов добавились новые или были усовершенствованы старые, оказавшиеся весьма перспективными и корректными в решении многих вопросов. К их числу прежде всего надо отнести группу биологических методов, в общем известных сравнительно давно, но получивших свое истинное развитие в последние полвека, — фораминиферовый, диатомовый, палинологический и др. Успехи последних в значительной степени определены разработками советских ученых и прежде всего ленинградских палинологов под руководством И. М. Покровской и диатомистов во главе с В. А. Шешуковой-Порецкой.

Углубленное изучение проблем четвертичного периода с переменным успехом продолжается до настоящего времени. Одновременно с выяснением одних вопросов неизбежно возникают другие, которые не всегда разрешимы даже с учетом новейших материалов и методик. К их числу относятся как общие проблемы (объем, содержание и подразделение новейшего этапа, граница с плиоценом, унификация назва-

ний, индексация), так и более локальные (количество, границы и ранг ледниковых подвижек, соотношение их с озерными бассейнами и колебаниями уровней морей, зависимости и зональность растительности от масштабности оледенения, расстояний от границ ледников и т. п.).

Вопросы наименования новейшего или постплиоценового этапа геологической истории, его объема и, следовательно, ранга и границы с плиоценом до сих пор являются не решенными окончательно. Ему посвящены не только тысячи работ исследователей всего мира, но и неоднократные специальные теоретические и полевые совещания и конференции, в том числе международные. Несколько раз проблема плиоцен-четвертичной или плиоцен-плейстоценовой границы обсуждалась на заседаниях международных геологических конгрессов, почти постоянно она включается в программы конгрессов ИНКВА. Мнения ученых разделились. Одни, которых поддержал XVIII Международный геологический конгресс в Лондоне в 1948 г., считают возможным расширить постплиоцен за счет части плиоцена и снизить границу почти до 2 млн лет, другие полагают, что аргументированных материалов не столь много, чтобы изменять установленные объем и нижнюю границу. Последняя граница между плиоценом и плейстоценом была принята под бакинскими отложениями и их аналогами, что и было подтверждено II Международной конференцией ИНКВА.

В этих границах постплиоцен, называемый либо четвертичным периодом или плейстоценом и голоценом, как принято в настоящем сборнике, охватывает последние 0,7 млн лет наиболее контрастной геологической истории Земли. Вопрос о ранге этого подразделения, а значит и о фактической и рациональной индексации в целом и его отдельных составляющих дискутируется до настоящего времени и практически не решен. Логичнее было бы считать его частью неогена и даже одним из ярусов плиоцена. Однако большинство исследователей считают его самостоятельным подразделением достаточно высокого ранга, ставя его в общей стратиграфической шкале наравне с неогеном. В статьях рассматриваемого сборника этот вопрос специально не обсуждается, но изложенные данные скорее всего могут свидетельствовать о более низком таксономическом положении плейстоцена и голоцена в общей иерархической системе временных или стратиграфических подразделений.

Важное и подчас весьма существенное значение в решении многих проблем постплиоцена, в том числе и в смысле определения его границ и подразделений различного ранга, имеют палинологические исследования, а для наиболее молодых этапов и радиоуглеродные определения, из года в год получающие все более широкое и углубленное развитие. Одним из признанных центров комплексного изучения плейстоцен-голоценовых образований (осадков, отложений, почв и т. д.) с применением новейших приемов радиологического и палинологического анализов является Ленинградский государственный университет и его Научно-исследовательский институт географии, проводящий свои исследования в тесном контакте с научными и производственными организациями различных ведомств, что хорошо отражается в статьях данного сборника.

Рост и возможности палинологического изучения последних (и не только последних!) этапов геологической летописи весьма многообразны и далеко еще не познаны. Сейчас они сводятся к разработке и уточнению общих и отдельных вопросов стратиграфии отложений; выяснению палеогеографических условий их накопления и распространения; последовательности смен природных обстановок геологического прошлого, прослеживаемых от современности, с широким, но критическим

применением положений метода актуализма; установлению эволюции отдельных форм и ассоциаций растительного мира, некоторых ландшафтных феноменов типа разнообразных пустынь, различных болот и прочее.

Велика вспомогательная роль палинологических данных для правильного понимания и трактовок археологических и ряда биологических и геологических находок и природных явлений, восстановления и реконструкций многих элементов рельефа, озерных бассейнов, развития речных и болотных систем и т. п. Существенной оказывается палинологическая методика в комплексных исследованиях окружающей природной среды при многообразных хозяйственных мероприятиях, особенно связанных с промышленным освоением новых земель, строительством водохранилищ, сложных ирригационных систем и т. д. Весьма актуальным представляется появившаяся возможность использования палинологического материала в прогнозировании ряда природных явлений и событий, применения его в анализе возможных изменений окружающей среды. Все это относится не только к континентальным, но и к морским образованиям, о чем хорошо свидетельствуют многие работы настоящего сборника. Практически почти исключительная роль постоянно совершенствующихся палинологических методов заключается в том, что за столь непродолжительный период времени, какими являются плейстоцен и голоцен, произошло существенных изменений большинства групп фауны, которые могли бы явиться определяющими в распознавании отдельных подразделений новейших морских и континентальных толщ и на чем основана дочетвертичная стратиграфия. Растительность, зависящая от палеогеографических нюансов, контрасты которых столь специфичны для плейстоцена и голоцена, повсеместно и постоянно фиксировала в себе все изменения, но, к сожалению, сохранность растительных форм чрезвычайно разнообразна и в общем плоха. В то же время большинство наземных, а выясняется, что и многих морских образований, содержат различные количества пыльцы и спор, тщательное выделение которых является как бы основой расширяющегося применения палинологических работ.

Общезвестна большая и обычно определяющая роль палеоклиматических характеристик, позволяющая не только выделять дробные подразделения плейстоцена и голоцена, но и обосновывать их границы и объемы, показывая специфические условия их создания. Именно эти особенности предопределяли формирование тех или иных конкретных растительных сообществ, качественные и количественные показатели которых отразились и запечатлелись в комплексах пыльцы, спор и рже остатков растений, захороненных в геологических разрезах.

Работы последних десятилетий, ведущихся в различных странах мира, показали значительную плодотворность палинологических методов и отметили фактически их всеземную применимость. Ныне доказана большая роль палинологических исследований не только для ландшафтов высоких и средних широт, где наглядны и очевидны контрастные изменения природных условий, но и для низких, тропических широт Земли, где именно благодаря применению тщательных палинологических работ были также отмечены смены растительных ассоциаций, а значит и окружающих условий. Оказалось, что немых толщ нет, споры и пыльца практически присутствуют везде и лишь нужно научиться их извлекать и правильно анализировать. Наглядным примером этого является изучение лёссов и лёссовидных пород, в которых в настоящее время благодаря усовершенствованной методике выделения и обогащения удалось обнаружить пыльцу и споры, получить качественные спорово-пыльцевые спектры. Другим примером может служить возникно-

вание и плодотворное развитие палинологии. Все это достаточно аргументированно иллюстрируется в ряде статей сборника.

Все статьи настоящего сборника имеют между собой тесную идейную связь, обусловленную единством задач показа всестороннего применения палинологических данных для решения сложных стратиграфических, палеогеографических и иных проблем. В то же время большинство их носит методический характер, раскрывая особенности и возможности самих палинологических исследований, целесообразности их применения для различных отложений, сформированных в разнообразных обстановках, по-разному насыщенным исходным материалом и т. п.

Статьи сборника тематически довольно четко подразделяются на две группы: отражающие традиционное применение спорово-пыльцевых анализов при изучении континентальных плейстоцен-голоценовых отложений и показывающие новые возможности использования палинологических материалов при расширяющихся исследованиях морских акваторий со сложным комплексом донных образований. Основой всех статей являются новые, чаще всего оригинальные материалы лабораторных и полевых исследований, проведенных авторами на территории Северо-Запада и Центра европейской части СССР, на Кавказе, Памире, Тянь-Шане, в акваториях Балтийского, Белого, Баренцева и Норвежского морей.

Открывается сборник большой статьей Е. П. Зарриной, И. И. Краснова и Е. А. Спиридоновой, показывающей возможность стратиграфического расчленения довольно монотонной толщи лёссовидных пород центра Среднерусской возвышенности при детальном полевом исследовании и тщательном палинологическом изучении многочисленных проб. Здесь доказывается не только возможность извлечения достаточного количества спор и пыльцы из лёссовых покровных образований, перемежающихся с ископаемыми почвами и гумусированными прослоями, но и демонстрируется использование их для построения представительных диаграмм, которые позволяют восстанавливать палеогеографические обстановки прошлого и детализировать климатостратиграфические подразделения, конкретная хронология которых подтверждается данными абсолютной геохронологии.

В коллективной статье Е. А. Спиридонова, Х. А. Арсланов, Д. Б. Малаховский и другие приводят материалы продолжающегося комплексного изучения обнажения у пос. Селижарово на Верхней Волге, где в ряде разрезов запечатлены события верхнего плейстоцена и голоцена. Анализ вновь полученных палеоботанических, радиометрических и других данных позволил установить ряд последовательных смен палеогеографических условий с соответствующими изменениями спорово-пыльцевых комплексов, возрастное положение которых уточнено радиоуглеродными датировками. В этой работе убедительно показан древний возраст наиболее значительных ранних стадий валдайского оледенения с четкими межстадиалами, отделенных от более поздних ледниковых подвижек периодом средневалдайского потепления. Некоторая противоречивость суждений об окончательном возрасте верхней морены связана прежде всего со сложностью геологического строения вскрытых толщ и наличием неопознанных вторичных изменений, несколько искаживших истинный абсолютный возраст органических остатков. Однако имеющиеся стратиграфические, палеоботанические и прочие данные свидетельствуют о допоздневалдайском возрасте морены, возможно, имеющей здесь максимальное распространение и залегающей под средневалдайскими отложениями.

Е. А. Минина, Б. А. Борисов, Л. В. Калугина и Д. Б. Малахов-

ский сообщают оригинальные материалы применения палинологических анализов для стратиграфического расчленения плейстоценовых отложений Восточного Памира. Сочетание литолого-геоморфологических и палинологических данных позволило авторам высказаться за более молодой, позднеледниковый возраст отложений верхней морены и подстилающих межледниковых образований, что ведет к пересмотру существующих палеогеографических реконструкций.

И. Ф. Гелета и Е. А. Спиридонова посвящают свою статью методическим разработкам и обоснованию возможностей применения математико-статистических приемов для обработки палинологических данных на БЭСМ-6 с целью получения материалов для восстановления палеоклиматов. Анализ произведен на основании изучения спорово-пыльцевых спектров донных осадков озер — наиболее объективных источников информации о растительности и климате. Выводы авторов свидетельствуют о том, что разработанная методика представляет определенные возможности для детализации палеоклиматических и вообще палеогеографических условий небольших отрезков времени, имеющих большое значение при крупномасштабных исследованиях.

Л. Р. Серебрянный и Е. С. Малясова предприняли детальное радиологическое и палинологическое изучение торфяников высокогорий Большого Кавказа, являющихся реликтами ранне-среднеголоценовых озер, что позволило им восстановить последовательную смену изменений ландшафтов и прежде всего палеоклиматических характеристик.

И. П. Балабанов и Н. А. Гей, применяя палинологические исследования, сумели детально реконструировать средне-позднеголоценовую историю осадконакопления и формирования рельефа черноморского побережья в районе Пицунды. Авторами доказывается климатическая предопределенность эвстатической ритмики голоценовых трансгрессий.

Е. В. Максимов, Г. И. Клейменова, М. Г. Козырева и Е. Е. Свистунов на основании кропотливого изучения стадийных формирований последнего оледенения в высокогорье Киргизского хребта продемонстрировали возможности комплексных геолого-географических исследований для восстановления хронологической последовательности событий. Литолого-ландшафтные наблюдения были подкреплены впервые полученными радиометрическими и палинологическими данными. Их сравнение с расчетными материалами по стадиям отступления ледников с учетом 1850-летней цикличности показали расхождение теоретических предпосылок с фактически наблюдаемыми явлениями, что привело авторов к весьма дискуссионному предположению о катастрофических перемещениях отдельных участков гор в голоцене.

Четыре из рассмотренных статей наглядно иллюстрируют широкие возможности использования палинологических материалов, полученных в разных природных обстановках, для детальных палеогеографических реконструкций и стратиграфических расчленений различных образований. Остальные статьи сборника посвящены проблемам маринопалинологии, диатомовому анализу и их применению, главным образом, для стратиграфических и палеогеографических целей, крайне необходимых в геолого-геоморфологических исследованиях морских акваторий.

Е. С. Малясова в развернутом виде показывает на оригинальном фактическом материале значение спорово-пыльцевого анализа для изучения донных образований морей применительно для Баренцева моря. Статья содержит ряд общих разработок, конкретных методических приемов и определений рационального объема и места исследований. Важным выводом является установление степени уверенности палеогеографических интерпретаций палинокомплексов в зависимости от места их взятия — лишь прибрежные мелководья захороняют споры и

пыльцу в близких соотношениях к фактически наблюдаемому на прилегающей суше. По удалению от побережий в донных осадках происходит избирательное сохранение пыльцы, состав которой мало отображает реальную природную обстановку.

В коллективной статье С. Ф. Мануйлова, А. Е. Рыбалко, М. А. Спиридонова и других описывается стратотипический разрез позднелайстоценовых и голоценовых отложений, сплошным покровом залегающих на Соловецком шельфе Белого моря. Комплексное изучение отложений различного генезиса раскрыло сложную историю осадконакопления в условиях последнего ледникового, позднего и послеледникового, что доказывается большим количеством спорово-пыльцевых и диатомовых анализов, определенные комплексы которых расширяют природные обстановки и способствуют уточнению возрастных рубежей.

Г. И. Клейменова и В. И. Хомутова обобщили многолетние данные по палинологии донных осадков различных частей Балтийского моря, наглядно продемонстрировав достаточную уверенность и аргументированность проведения дробных стратиграфических расчленений морских отложений позднего-послеледникового времени. Сравнение результатов спорово-пыльцевых и параллельно проводимых диатомовых исследований показало большую информативную возможность первых, однако комплексность работ расширяет степень достоверности и конкретизации проводимого палеогеографического анализа.

В статье Е. М. Вишневской, Р. Н. Джиноридзе и А. С. Мельничук приводятся материалы распределения остатков диатомей в поверхностном слое осадков Балтийского моря, где удалось выделить и проследить площадное распространение различных диатомовых комплексов, подчеркнув их связи с глубинами моря, соленостью, температурным режимом морских вод, что имеет существенное значение при палеогеографических реконструкциях.

В заключительной статье сборника Р. Н. Джиноридзе, Г. С. Голикова и Г. А. Нечаева сообщают новые материалы изучения диатомей в позднелайстоценовых и голоценовых осадках Норвежского моря, являющихся результатом обработки данных 15-го рейса НИС «Академик Курчатов». Они показали прерывистое распространение диатомовых комплексов по площади и в отдельных частях разреза; наиболее широко они развиты в современных осадках.

Произведенный краткий обзор помещенных в настоящем сборнике материалов показывает, что подавляющее большинство их посвящено изучению позднелайстоценовых и голоценовых образований, выяснению последовательностей и характера смен палеогеографических условий, обуславливающих формирование разнообразных континентальных и морских толщ. Преимущественно палинологические, но с широким использованием литолого-геоморфологических, радиологических и других методов исследований позволили произвести вновь или подтвердить ранее выделенные достаточно дробные стратиграфические (климатохронологические) подразделения. Проведенное во многих статьях разделение позднего плейстоцена и голоцена на отдельные этапы с отношением их к тому или иному конкретному возрасту с той или иной природной характеристикой не всегда является общепринятым и в одинаковой степени бесспорным. В то же время проанализированный огромный фактический материал на базе ранее проводившихся работ, особенно И. И. Краснова, Е. П. Зарриной, Д. Б. Малаховского, Е. А. Спиридоновой и некоторых других, позволяет составить уточненную схему подразделений позднего плейстоцена и голоцена по новейшим данным. Отдельные разделы этой схемы аргументируются в различных статьях сборника. Результаты проведенных геологических, литолого-геоморфоло-

Схема подразделений позднего плейстоцена и голоцена по новейшим данным

	Возраст, тыс. лет	Климатохронологические подразделения (надгоризонты, горизонты, межстадиалы, стадиалы и т. п.)		Палинологические зоны	
Голоцен	2,5	субатлантический (SA)		HI ₄	
	4,5	суббореальный (SB)		HI ₃	
	7,8	атлантический (AT1)			
	9,5	бореальный (B)		HI ₂	
	10,2	пребореальный (PB)			
Поздний плейстоцен	11,2	поздневалдайский (осташковский)	дриас — 3 (сальпауселька)	HI ₁	
	11,8		аллеред		
			дриас — 2		
			беллинг		
	15,5		лужский		
	18,0		плюсский		
		вепсовский	крестецкий	Ms	
			мстинский		
		собственно вепсовский			
	валдайский	23,5	средневалдайский (моголо-шекнинский, сомницкий)	конечный	Svd ₇
		25,0		поздний (дунаевский)	Svd ₆
		32,5		поздний (шенский)	Svd ₅
		34,0		средний (кашинский)	Svd ₄
		37,5		ранний (бугровский)	Svd ₃
		40,0		ранний (гражданский)	Svd ₂
		49,0		начальный	Svd ₁
		50,0			
	ранневалдайский (калининский)	60,0	максимальный	едровский, вишневолоцкий	Br
				березайский	
			бологовский, бежецкий		
			тосненский (II череменинский, тверской, бреруп)		Ts ₄
			ростовский		Y-3
	70,0	верхневолжский (I череменинский, амерсфорт)		Y-2	
курголовский (начальный)		Y-1			
мнгулинский	75,0			Конечные фазы	
				M-8	
				M-7	
				M-6	
				M-5	
				M-4	
				M-3	
				M-2	
90,0			M-1		
95,0			Начальная фаза		
100,0					

гических, палинологических, радиометрических и других работ подтверждают реальность именно такой последовательности смен событий за последние 100 тыс. лет. Приведение в предисловии данной схемы не только в некоторой степени суммирует частные выводы авторов статей сборника, но и несомненно облегчает усвоение и анализ публикуемых материалов.

В заключение необходимо подчеркнуть, что в наиболее изученных районах, особенно на Северо-Западе РСФСР, для обоснования дробных стратиграфических подразделений возможности использования палинологических характеристик при обязательном сочетании с другими методами еще не исчерпаны. Вероятно, речь должна идти уже не столько именно о подтверждении границ определенных литолого-стратиграфических единиц, сколько о всесторонней детальной характеристике конкретных дробных этапов геологической истории. Пока это последние десятки и сотни тысяч лет, а в ближайшем будущем — миллионы лет.

Палинологический анализ может воссоздать непрерывную эволюцию природных обстановок, проследить их непосредственные смены, чем не обладают многие другие методы. Основой этого является постоянное присутствие на земной поверхности растительного покрова, продуцирующего пыльцу и споры разного состава и распространенности, а также большая разрешающая способность палинологических исследований, многообразие форм и сочетаний растительного мира, определенных закономерными соотношениями конкретных составляющих географической среды. Особенность растительных ассоциаций чутко реагировать на природные изменения, связанные с коренными породами, рельефом, климатом, водным режимом и, конечно, антропогенной деятельностью, еще не в полной мере используется палинологами для комплексного анализа изучаемых объектов и для дальнейшей аргументации прогнозов возможных изменений окружающих обстановок под воздействием разнообразных причин и условий. Познание недалекого прошлого для корректного объяснения наблюдаемого в настоящее время и прогнозирования природных вариаций ближайшего будущего является важнейшей задачей современной географической науки и ее палинологического направления.

Докт. геол.-минерал. наук Ю. П. Селиверстов

Е. П. ЗАРРИНА, И. И. КРАСНОВ, А. И. СКОМОРОХОВ, Е. А. СПИРИДОНОВА

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛИНОЛОГИЯ ЛЁССОВИДНЫХ ПОРОД ЦЕНТРА СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

В последние годы в связи с задачами геологической съемки и необходимостью выделения стратиграфических горизонтов в толще покровных отложений изучение лёссов и лёссовидных пород привлекает большое внимание специалистов по четвертичной геологии. Эти породы занимают обширные площади во внеледниковой зоне европейской части СССР и Западной Сибири. На Украине стратиграфическое расчленение пород лёссовой серии разработано достаточно детально. В Украинской региональной стратиграфической схеме лёссовидные породы и погребенные почвы разного возраста выделяются в ранге горизонтов. Это расчленение основывается, главным образом, на данных палеопедологии [3].

В восточной и северо-восточной частях внеледниковой зоны европейской части СССР лёссовидные породы изучены значительно слабее, и в местных стратиграфических схемах толща покровных лёссовидных пород практически еще не расчленена. Лишь в последние годы в процессе геологосъемочных работ в разрезах покровной серии кое-где стали выделяться самостоятельные горизонты лёссов, лёссовидных пород и погребенных почв.

В центре Средне-Русской возвышенности стратиграфия покровных лёссовидных отложений до сих пор не разработана, и на картах четвертичных отложений они показываются как нерасчлененная толща. А. И. Скоморохов при крупномасштабном картировании четвертичных отложений в Курской области в 1975—1977 гг. впервые предложил выделять горизонты лёссовидных отложений и погребенных почв, сопоставляемых с окским, лихвинским, днепровским, одинцовским, московским, микулинским горизонтами и валдайским надгоризонтом унифицированной схемы европейской части СССР [6]. Однако эти горизонты выделялись А. И. Скомороховым [14] без палеонтологического обоснования.

В 1978 г. авторы изучили несколько наиболее представительных разрезов покровных образований, расположенных в Октябрьском районе Курской области, западнее г. Курска, в бассейне р. Сейма в балках и оврагах долины р. Рогозны. Эта часть Средне-Русской возвышенности не покрывалась материковыми оледенениями, однако граница максимального оледенения проходила всего в 150 км западнее и севернее и в 100 км восточнее района исследований. Таким образом, данный район располагался между днепровским и донским ледниковыми языками. Рельеф этой части Средне-Русской возвышенности представляет эрозионно-денудационное плато с высотами 250—260 м абс. и густой

овражно-балочной сетью. Покровные лёссовидные породы достигают мощности 20—30 м и залегают плащеобразно на однородной толще сантонских мергелей и их элювия. Поверхность дочетвертичных пород также сильно расчленена. По данным буровых работ установлено наличие древней овражно-балочной сети, не совпадающей с современной. В склонах оврагов и балок у сел Перьково, Старково, Дьяконово обнажаются хорошо различающиеся между собой слои лёссов и погребенных почв. Все изученные разрезы вскрывают строение водораздельного плато, где покровные отложения образовывались в однотипных ландшафтных условиях вне пределов крупных долин. Наиболее древние слои покровной толщи слагают обычно центральные возвышенные части плато, а более молодые отложения прислонены к ним, слагая относительно пониженные, придолинные участки водоразделов, обнажаясь в нижних частях оврагов и балок.

По нашему мнению лёссы и лёссовидные породы имеют сложный генезис. Первичное их происхождение связано с золовыми процессами и почти одновременным перетолжением в результате делювиального переноса. Погребенные почвы и гумусовые горизонты образовывались в период ослабления лёссообразования. В условиях сильно расчлененного овражно-балочного рельефа лёссовидные породы часто представлены балочным делювием.

Для обоснования возраста и стратиграфического положения горизонтов лёссовидных пород и погребенных почв в четырех обнажениях были отобраны образцы для палинологического анализа. Применение новой сепарационной методики лаборатории ЛГУ уже дает хорошие результаты при стратиграфическом расчленении лёссов и лёссовидных пород, ранее считавшихся немymi. Этот метод позволяет выделить достаточно большое количество пыльцевых зерен, необходимое для процентного подсчета каждого компонента при построении спорово-пыльцевых диаграмм.

Изучение лёссов Русской равнины палинологическим методом ведется уже несколько десятилетий. В. Н. Сукачевым были получены первые ископаемые растительные остатки в лёссовых породах [16, 17]. Уже в 1940 г. В. Н. Сукачев писал о том, что данные спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют о том, что в период образования лёссов «леса росли недалеко от тех мест». В 40-х годах вышли работы В. П. Гричука по лёссам Приднепровья и Приазовья [4, 5]. В конце 50—60-х годов появились работы украинских палинологов [1, 9, 10], где было установлено, что во время формирования лёссовых горизонтов на территории Украины господствовали безлесные пространства типа «холодной степи», а на юге «сухой степи».

Однако большинство опубликованных спорово-пыльцевых диаграмм из-за трудностей выделения микроостатков из лёссов построено в виде флористических графиков, где проценты указаны только для общего состава пыльцы и спор, а для всех остальных компонентов спектра отмечается лишь факт присутствия. В настоящее время наиболее полные спорово-пыльцевые диаграммы по Русской равнине с указанием процентного состава спорово-пыльцевых спектров получены для Чекалинского, Стрелицкого, Новохоперского, Весело-Вознесенского разрезов [2], а также по разрезам у с. Араповичи района Новгорода-Северского [5] и у пос. Карачиж близ Брянска [12]. Такое малое количество палинологически изученных опорных разрезов существенно затрудняет не только корреляцию отложений, но и детальность их расчленения.

В изученных нами разрезах образцы на палинологический анализ отбирались из лёссовых слоев через 20 см, а из погребенных почв и

гумусированных слоев каждые 5—10 см. Разрез в урочище Валеное у д. Старково (рис. 1) вскрывает наиболее возвышенную часть водораздела. Здесь в верховьях крутого глубокого оврага обнажаются (сверху вниз):

- | | |
|---------------|---|
| 1. 0,0—0,5 м | Почвенно-дерновый слой. |
| 2. 0,5—1,5 м | Лёсс светло-палевый, пылеватый, со столбчатой отдельностью. Мощность слоя возрастает выше по оврагу и достигает 3 м. |
| 3. 1,5—2,3 м | Суглинок лёссовидный, гумусированный, красноватого оттенка, с темными примазками, со столбчатой отдельностью. |
| 4. 2,3—2,5 м | Суглинок лёссовидный, более светлый, чем в предыдущем слое, — палевый, с редкими известковистыми включениями и примазками не более 1 см в диаметре. |
| 5. 2,5—2,8 м | Суглинок лёссовидный, гумусированный, красновато-коричневый, с темными примазками, со столбчатой отдельностью. |
| 6. 2,8—3,7 м | Суглинок серовато-коричневатый, гумусированный, типа парабурозема, с характерной крупитчатой структурой, аналогичны горизонту парабурозема в разрезе у г. Чекалина (стратотип лихвинского горизонта). |
| 7. 3,7—4,25 м | Суглинок зеленовато-серый, с большим количеством обломков и крошки сантонского мергеля. |
| 8. 4,25—4,4 м | Эловый сантонского мергеля (видимый). |
- Слой 3—6 возможно составляют единый почвенный горизонт общей мощностью 2,2 м.

На содержание пылицы и спор исследовалось 18 образцов, равномерно отобранных в интервале глубин от 0,8 до 4,4 м. Сохранность пылицы и спор хорошая, переотложенные микрофоссилии более древнего возраста отсутствуют. Насыщенность препаратов пылицей и спорами по разрезу различная: в образцах с 1 по 4 встречены единичные пыльцевые зерна, тогда как по всей остальной исследованной толще определено от 200 до 400 зерен, что дало возможность не только получить представление о возрасте осадков, но и построить диаграммы с количественной характеристикой всех компонентов спектров. На основании видового состава палинологических спектров в изученной толще осадков удалось выделить четыре спорово-пыльцевые комплекса, из которых три последовательно сменяют друг друга.

I спорово-пыльцевой комплекс выделяется в суглинке с обильной крошкой мергеля на глубине от 4,3—3,7 м. Здесь в общем составе господствует пыльца древесных пород, составляя в среднем около 60%, значительно участие травянистых растений (40—50%), тогда как споры содержатся в небольшом количестве. Среди древесных преобладает пыльца сосен (45%), причем доминирующее положение занимает *Pinus cf. sylvestris* и в небольшом количестве (до 5%) приходится на долю *Pinus s/g Naploxylop*. Второе место по обилию принадлежит березам древовидной формы (*Betula* sect. *Albae*) и единично кустарниковых форм. Пыльца ели (10—20%), также как и сосна, неоднородна в видовом отношении, преобладают виды из секции *P. Euricea*, и крайне редко в виде единичных зерен встречается вид из секции *P. Omorica*. Пыльца ольхи содержится в меньшем количестве, составляя (5—10%) Состав пылицы травянистых растений богат в видовом отношении, преобладает разнотравье (сем. *Asteraceae*, *Cichoriaceae*, рода *Achillea*). Среди споровых растений определены зеленые и сфагновые мхи, а также папоротники, хотя они содержатся в небольшом количестве, что не дало возможности сделать количественный расчет этих форм.

II спорово-пыльцевой комплекс прослеживается в нижней части коричневого суглинка с характерной крупитчатой структурой на глубине 3,1—3,7 м. По сравнению с предыдущим комплексом здесь меняется процентное соотношение внутри группы пылицы древесных пород. Так возрастает участие пылицы березы. В остальном характер спектров остается тот же, что и в предыдущем комплексе.

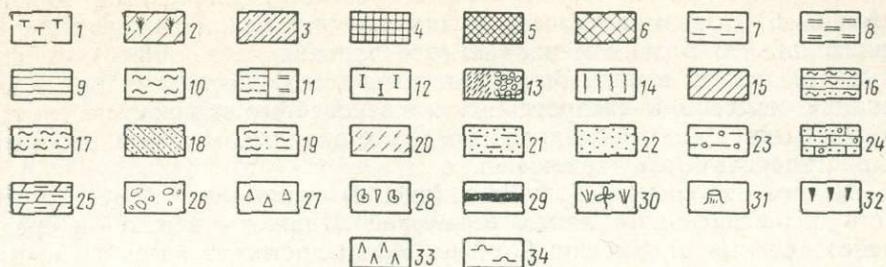


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма обнажения в ур. Валеное около д. Старково. Разрез лихвинской погребенной почвы.

Условные обозначения ко всем спорово-пыльцевым и диатомовым диаграммам: 1 — торф; 2 — торф травяно-осоковый; 3 — торф осоково-глинистый; 4 — сапропель; 5 — гиттия; 6 — ил пелитовый; 7 — ил суглинистый; 8 — ил супесчаный; 9 — глина; 10 — глина иловатая; 11 — алевроитовый ил; 12 — фораминиферы; 13 — погребенные почвы разной структуры; 14 — суглинок лёссовидный; 15 — суглинок; 16 — суглинок со слоями алевролита; 17 — алевроглины песчаные; 18 — алевроит супесчаный; 19 — алевропески; 20 — супесь; 21 — песок глинистый; 22 — песок; 23 — суглинок валунный; 24 — песчаник; 25 — мергель; 26 — галька, валуны; 27 — обломки мергеля; 28 — раковины морских моллюсков и их детрит; 29 — прослой торфа; 30 — растительные остатки; 31 — пни деревьев; 32 — пятна ожелезнения, точечные включения; 33 — туфогенный материал; 34 — спиккулы губок.

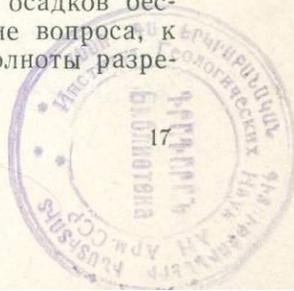
3640
III спорово-пыльцевой комплекс, выделенный в гумусированном лёссовидном суглинке, также постепенно сменяет предыдущий комплекс и фиксируется в интервале глубин от 1,5—3,1 м. По своим особенностям здесь среди пыльцы древесных пород возрастает участие сосен, елей и появляется пыльца широколиственных пород, среди которых отмечены дуб, вяз, липа, лещина. Состав пыльцы травянистых растений мало меняется по видовой насыщенности, хотя в количественном отношении возрастает участие маревых.

IV спорово-пыльцевой комплекс выделяется отчасти формально, поскольку в светлопалевом лёссе определены только единичные пыльцевые и споровые зерна.

Спорово-пыльцевые спектры описанных выше комплексов отражают лесную бореальную фазу развития растительности, хотя и с некоторыми чертами остепенения. Видовой состав определенных форм, где наряду с широко распространенными бореальными видами присутствуют такие региональные экзоты, как *Picea sec. Omorica*, *Pinus*, подрод *Harloxylo*, свидетельствует о том, что осадконакопление описанной толщи происходило не в верхнем, а в среднем плейстоцене, причем в разрезе получила отражение только нижняя часть какого-то крупного ритма, возможно, до его климатического оптимума. I спорово-пыльцевой комплекс характеризует палинологическую зону березы и сосны, II — сосны и III — отвечает зоне сосны и ели с незначительным участием широколиственных пород. Принимая во внимание перечисленные выше зоны, можно попытаться найти их аналог на спорово-пыльцевых диаграммах уже известных разрезов. Так, наибольшее сходство может быть отмечено только по стрелицкому разрезу и в образцах 167, 74 и 92 [2].

Однако такое сопоставление в настоящее время еще в какой-то степени условно, так как, конечно, для серьезного обоснования возраста осадков слишком мало количество палинологически изученных разрезов.

Таким образом, формирование исследованной толщи осадков бесспорно связано со средним плейстоценом, однако решение вопроса, к какому из межледниковий их следует отнести из-за неполноты разреза, решить в настоящее время затруднительно.



По данным А. И. Скоморохова, погребенный почвенный горизонт (слой 2—6) относится условно к лихвинскому межледниковью на том основании, что в данном районе (центральная часть плато) он перекрывается двумя мощными горизонтами лёсса. Последние при картировании отнесены к днепровскому и московскому горизонтам среднего плейстоцена. Данные палинологического анализа, как указано выше, не противоречат этому заключению.

Разрез в балке Голубица (рис. 2) вскрывает более низкую часть водораздельного плато, в которой обнажены верхне- и среднеплейстоценовые отложения. Глубина балки достигает здесь 14 м, нами изучена нижняя половина обнажения с 7,0 до 14,0 м.

- | | |
|------------------|--|
| 1. 7,0—7,5 м | Лёсс желтовато-палевый и светло-желтый, со столбчатой отдельностью. Этот слой относится к основанию мощного лёсса, относимого к московскому горизонту. |
| 2. 7,5—8,2 м | Лёссовидный суглинок, гумусированный, коричневатый. |
| 3. 8,2—8,6 м | Лёссовидный суглинок, светло-палевый, со столбчатой отдельностью. |
| 4. 8,6—9,15 м | Лёссовидный суглинок, гумусированный, коричневатый. |
| 5. 9,15—10,1 м | Лёссовидный суглинок, светло-палевый, со столбчатой отдельностью. |
| 6. 10,1—10,55 м | Лёссовидный суглинок, слабогумусированный. |
| 7. 10,55—10,92 м | Лёссовидный суглинок, сильногумусированный. |
| 8. 10,92—11,3 м | Лёссовидный суглинок, слабогумусированный. |
| 9. 11,3—12,56 м | Лёссовидный суглинок, красновато-коричневый, темный, сильногумусированный. |
| 10. 12,56—13,5 м | Суглинок легкий, светло-шоколадного цвета, со слоями белого алевролита мощностью 0,1—0,3 см и с редкими обугленными растительными остатками. |
| 11. 13,5—14,0 м | Глина плотная, сизокоричневая, с пятнами ожелезнения и черными точечными включениями (видимый). |

На содержание пыльца и спор исследовалось 23 образца, довольно равномерно отобранных по всему разрезу. Все исследованные пробы содержали пыльца и споры хорошей сохранности. Концентрация микрофосилий достаточна для производства подсчета выделенных форм. По палинологическим данным в этом разрезе выделяется семь спорово-пыльцевых комплексов. I—IV комплексы последовательно сменяют друг друга, тогда как переход от IV к V и от VI к VII резкий, что связано с перерывами в осадконакоплении выделенных толщ.

I спорово-пыльцевой комплекс прослеживается в суглинке, легком, слонстом, светло-шоколадном на глубине 12,9—13,4 м. В общем составе комплекса преобладает пыльца древесных пород (80—90%), тогда как значение других компонентов спектров незначительно. Среди древесных пород господствует пыльца сосен (50—60%) (преобладает *Pinus cf. sylvestris* и единично *Pinus* подрод *Harpoxylon*). Второе место по обилию занимает пыльца елей, причем господствует *Picea* из секции *Euripicea* и в небольшом количестве *Picea* секции *Otorigica*. Необходимо отметить, что встреченные зерна пыльца ели из секции *Euripicea* очень разнообразны в морфологическом отношении. Часто пыльца меньших размеров, иногда формы имеют более грубый гребень или более мелкую сетку на мешках. Эти отклонения от обычных морфологических признаков прослеживаются в последующих спорово-пыльцевых комплексах этого разреза. Кроме того, те же особенности морфологии ели отмечаются и в некоторых спорово-пыльцевых спектрах по валдайской расчистке (т. н. 19 в овраге Буданчик). Здесь же обнаружена пыльца пихты. Пыльца мелколиственных пород (береза и ольха) содержится в небольшом количестве, составляя 10—20%. В виде единичных пыльцевых зерен встречаются *Coxylus* и также широколиственные породы дуб и липа. Состав пыльца травянистых растений беден в видовом отношении, присутствуют единичные зерна семейств *Asteraceae* и *Caryophylla-*

сеае. Среди споровых преобладают папоротники, велико участие сфагновых мхов.

II спорово-пыльцевой комплекс постепенно сменяет предыдущий и выделяется в том же литологическом горизонте, а также в лёссовидном суглинке, сильно гумусированном в интервале глубин от 11,8 до 12,9 м. По сравнению с предыдущим комплексом изменения наблюдаются только в различном участии пыльцы древесных пород. Так, среди древесных начинает господствовать пыльца берез (*B. sect. Albae*), хотя велико участие и сосен того же состава, что и в предыдущем комплексе. Единично в образце 18 определена пыльца *Larix*.

III спорово-пыльцевой комплекс также постепенно сменяет предыдущий и прослеживается в гумусированном лёссовидном суглинке в интервале глубин от 10,1 до 11,8 м. По сравнению с предыдущим комплексом в общем составе возрастает участие пыльцы травянистых растений, тогда как значение древесных пород постепенно вверх по разрезу уменьшается. В составе древесных по-прежнему доминирует пыльца сосен, хотя велика роль берез, где наряду с *B. sect. Albae* несколько возрастает участие (до 5%) *B. sect. Fruticosae*. Пыльца трав становится довольно разнообразна в видовом отношении. В нижней части толщи (образцы 12—15) господствует пыльца разнотравья (семейства *Asteraceae*, *Cichoriaceae*, рода *Achillea*), тогда как в обр. 11 возрастает участие полыней. Споровые представлены единичными зёрнами.

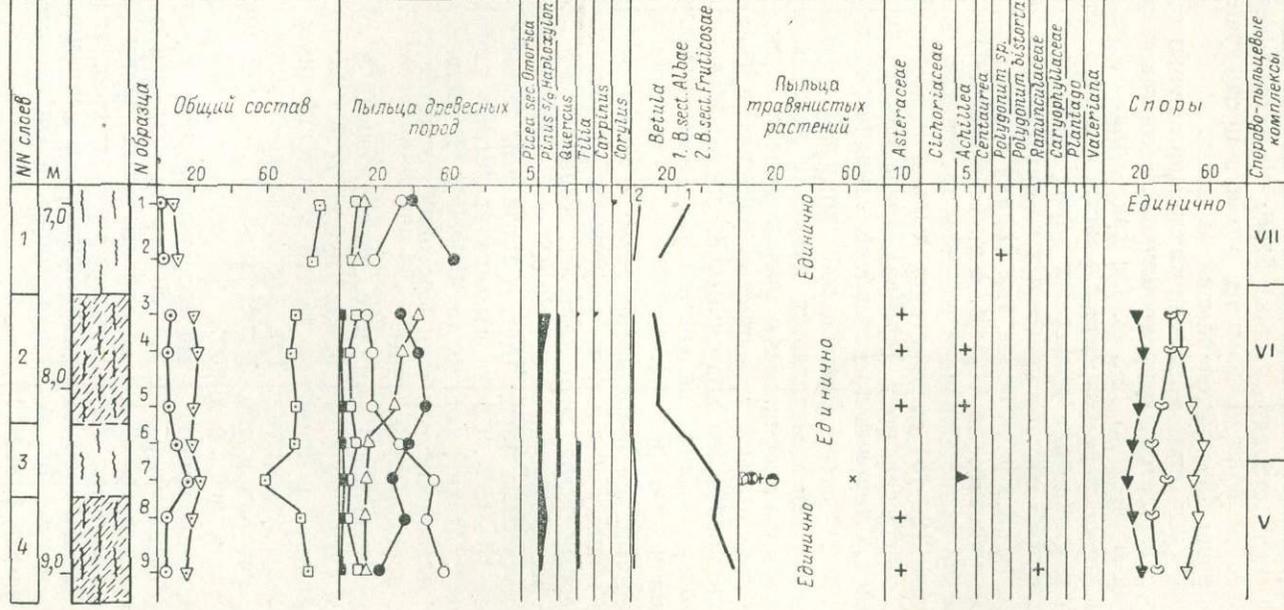
Следующий IV спорово-пыльцевой комплекс также постепенно сменяет предыдущий и выделяется в лёссе в интервале глубин от 9,2 до 10,1 м. По своим особенностям этот комплекс характеризуется еще большим участием пыльцы травянистых растений, где начинает безраздельно господствовать пыльца полыней, тогда как из разнотравья определена только пыльца семейств *Cichoriaceae* и *Caerophyllaceae* в небольшом количестве (до 5%).

V спорово-пыльцевой комплекс резко отличен от вышеописанных не только по общему составу, но и процентному соотношению в группе пыльцы древесных пород. Этот комплекс выделяется в лёссовидном суглинке в интервале глубин от 8,4 до 9,2 м. В общем составе господствует пыльца древесных пород (80%), тогда как травы и споры составляют не более 10—15%. Среди пыльцы древесных пород господствует береза (*B. sect. Albae*), составляя 45—50%. В меньшем количестве присутствует пыльца сосен и ели. Постоянно отмечается пыльца широколиственных пород — дуба, липы.

VI спорово-пыльцевой комплекс, прослеженный в лёссовидном гумусированном суглинке в интервале глубин от 7,5 до 8,4 м отличается от вышеописанного в основном только количественным соотношением в группе пыльцы древесных. Так здесь велико участие сосен (48—50%) и ели, которая в обр. 3 составляет 41,7%. Единично участие пыльцы широколиственных пород.

VII спорово-пыльцевой комплекс, выделенный в основании мощной толщи лёсса на гл. от 7,0 до 7,5 м, резко отличен от предыдущего комплекса. Здесь видовой состав определенных форм более бедный. В общем составе безраздельно господствует пыльца древесных пород (88—84%). Пыльца трав и споры присутствуют единично. Среди пыльцы древесных пород велико участие берез и сосны, тогда как ольха и ель составляют не более 10%.

Таким образом, по данным спорово-пыльцевого анализа исследованная толща, так же как и осадки по обнажению в урочище Валеное у д. Старково, должна быть отнесена по времени образования к среднему плейстоцену. Описанные выше спорово-пыльцевые комплексы фи-



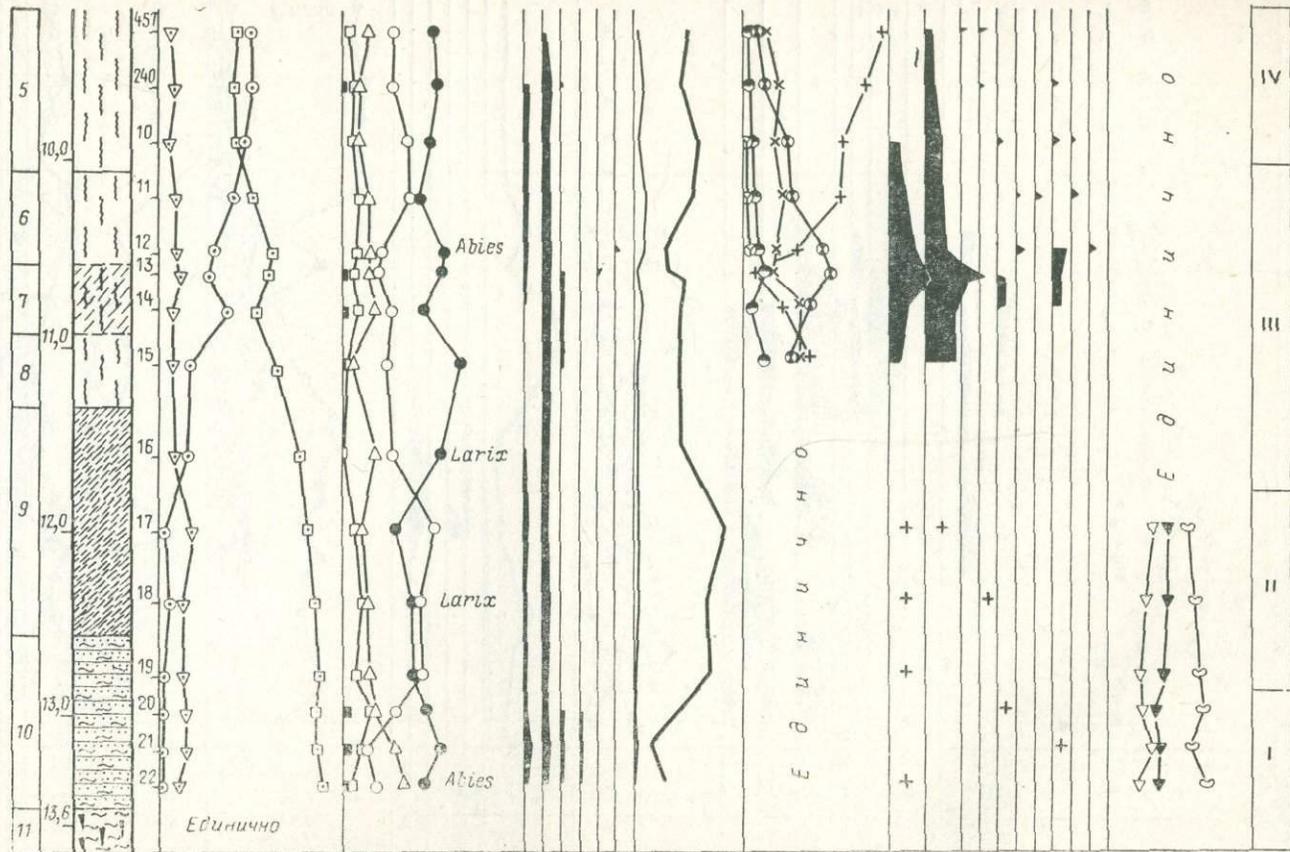
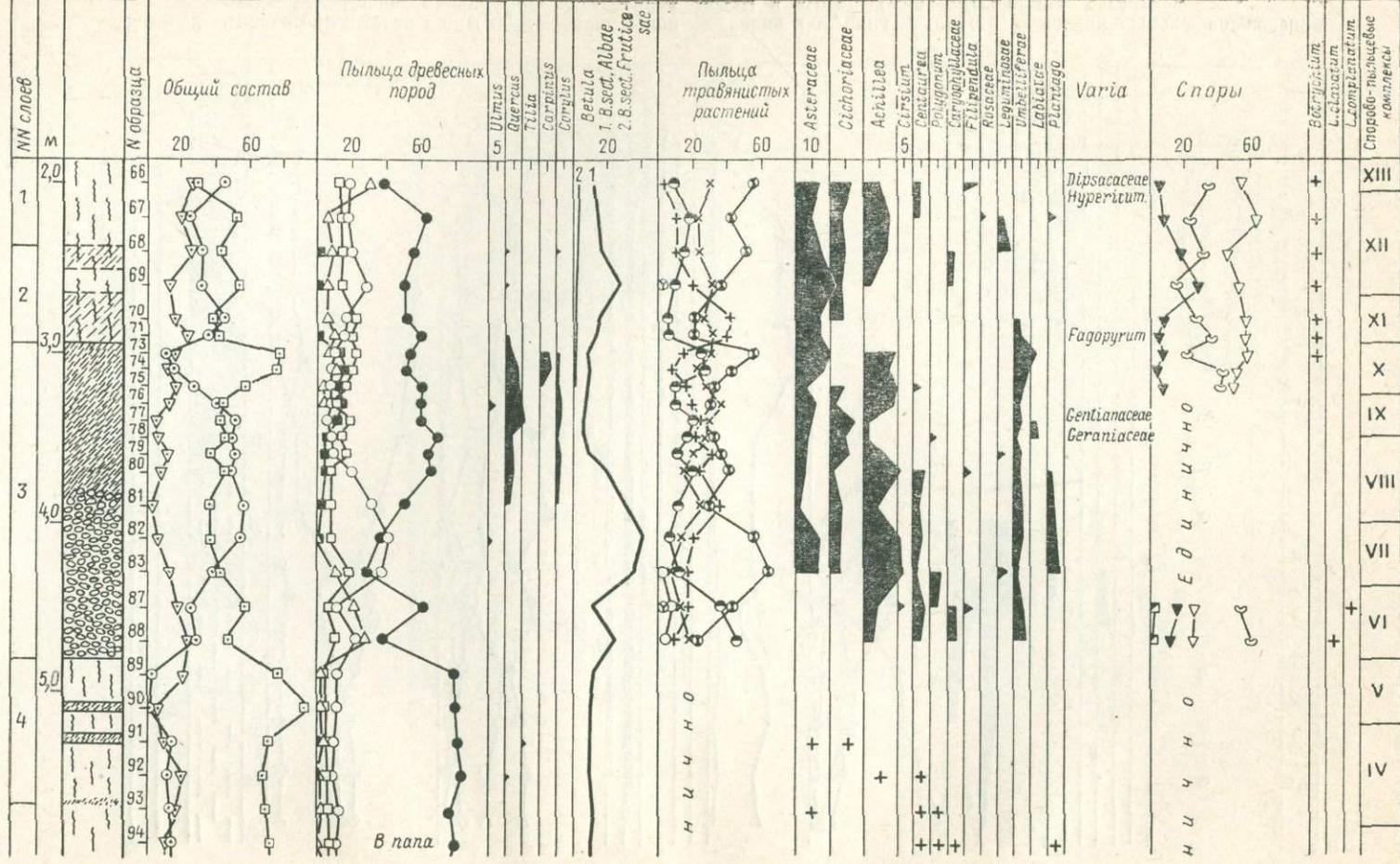


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма обнажения в балке Голубица в овраге Буданчик (точка наблюдения 26—27). Разрез единцовской погребенной почвы и вышележащих лёссовидных суглинков.



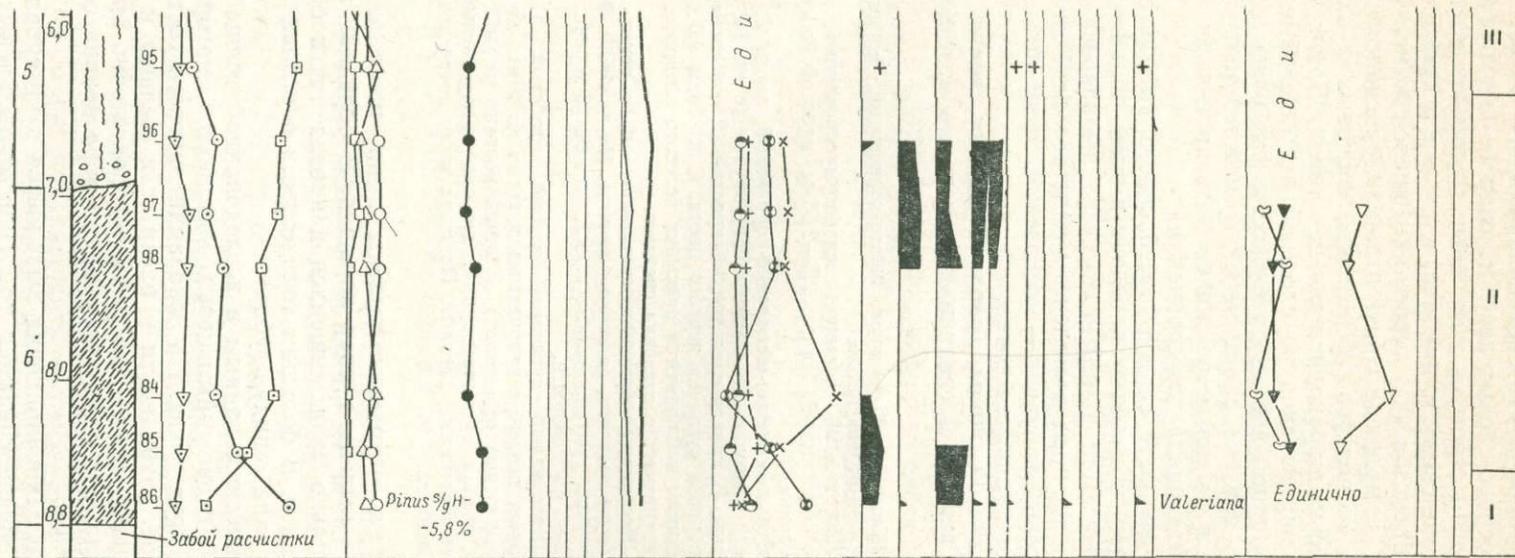


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма обнажения в балке Голубица в овраге Будацник (точка наблюдения 20). Разрез микულიнской погребенной почвы и подстилающих ее среднеплейстоценовых лёссовидных суглинков и погребенной почвы.

ксируют сложные ритмические изменения внешней среды в эпоху среднего плейстоцена. Условия постепенно изменялись от лесных бореальных с развитием сосново-еловых лесов (I спорово-пыльцевой комплекс) к лесостепным с господством разнотравных группировок (II и III спорово-пыльцевые комплексы) и, наконец, к степям с преобладанием марово-попынных биоценозов (IV спорово-пыльцевой комплекс). V и VI спорово-пыльцевые комплексы снова отражают господство лесной бореальной флоры с господством березовых, сосновых и еловых лесов, возможно с примесью широколиственных пород. Время образования всей изученной толщи осадков по сложной ритмике изменения внешней среды и характерной последовательности фаз развития растительности скорее всего связано с одинцовским межледниковьем. Однако такое датирование в полной мере может быть произведено только при получении нового материала для сравнения.

Заключение о возрасте сложно построенного комплекса гумусированных и менее гумусированных прослоев в этом обнажении подтверждается и геологическими данными по соседним разрезам, где всюду над упомянутым почвенным комплексом залегает наиболее мощный и выдержанный лёссовый горизонт — московский, выше которого развита ярко выраженная микулинская почва.

В разрезе балки Голубица (овраг Буданчик, точка наблюдения 20) вскрываются верхне- и среднеплейстоценовые отложения (сверху вниз) (рис. 3):

- | | |
|----------------|---|
| 1. 0,0—2,37 м | Лёссовидный суглинок, желто-коричневый, пористый, со столбчатой отдельностью. |
| 2. 2,37—2,92 м | Лёссовидный суглинок, слабогумусированный, более темный, слабослоистый. На гл. 2,5—2,63 м прослой более светлого суглинка. |
| 3. 2,92—4,8 м | Суглинок темно-шоколадно-коричневый, плотный, в нижней части с крупитчато-ореховой структурой (с гл. 3,8 м). Комковатый. В кровле слоя тонкий прослой (2 см) тяжелого гумусированного суглинка черного цвета. С глубины 4,0 до 4,4 по трещинам наблюдаются присыпки белесого алеврита. Ниже окраска крупитчатого суглинка светлеет. |
| 4. 4,8—5,66 м | Лёссовидный суглинок, светло-палевый, с тонкими прослойками более светлого, белесого алеврита. На глубинах 5,1 и 5,3; 5,65 м тонкие гумусированные прослойки темно-коричневого цвета до 2—3 см мощности. |
| 5. 5,66—6,95 м | Лёссовидный суглинок белесый, слоистый. В нижней части опесчаненный с кварцевыми зёрнами до 2 мм, делювирированный (балочные отложения). Нижний контакт резкий, наклонный. |
| 6. 6,95—8,8 м | Суглинок гумусированный, шоколадно-коричневый, с красноватым оттенком, плотный. Подошва этого почвенного горизонта не вскрыта. |

По этой расчистке на содержание пылицы и спор исследовалось 32 образца. Сохранность пылицы и спор хорошая. В образцах из погребенных почв много сильно разложившихся и иногда почти обуглившихся растительных остатков. В большом количестве в образцах 79—83 определены включения типа «спикул губок».

По палинологическим данным в исследованной толще снизу вверх прослеживается 13 спорово-пыльцевых комплексов, которые последовательно сменяют друг друга. На основании видового состава палинологических спектров, сохранности и развитости пылицы и спор в изученной толще осадков удалось выделить три достаточно крупных седиментационных цикла, связанных по времени образования со средним и верхним плейстоценом.

Первый цикл осадконакопления выделяется в интервале глубин от 5,9 до 8,8 м, где прослеживаются три спорово-пыльцевых комплекса.

I спорово-пыльцевой комплекс выделяется по одному образцу в

основании суглинка гумусированного красновато-шоколадного цвета на глубине 8,7 м. В общем составе господствует пыльца травянистых растений (70%), тогда как пыльца древесных пород составляет 20%. Среди древесных доминирует пыльца *Pinus cf. sylvestris*, хотя 5,8% приходится на долю *Pinus s/g Naploxylo*n. Пыльца других древесных пород содержится в очень небольшом количестве. Состав пыльцы травянистых растений разнообразен в видовом отношении. Господствует пыльца разнотравья, представленная Asteraceae, Cichoriaceae, типа *Achillea*, Rosaceae, *Plantago*, единично *Valeriana*. Споровые представлены единичными зёрнами.

II спорово-пыльцевой комплекс прослеживается в интервале глубин от 6,5 до 8,5 м в лёссе и гумусированном суглинке. По сравнению с предыдущим комплексом в общем составе возрастает значение древесных пород, хотя видовой состав их остается прежним. В составе пыльцы травянистых растений, значение которых также велико, возрастает участие маревых, а из разнотравья представлены только семейства Asteraceae и Cichoriaceae.

III спорово-пыльцевой комплекс выделяется в интервале глубин от 5,9 до 6,5 м в белесом лёссе. Этот комплекс характеризуется наиболее бедным составом спектров. Среди пыльцы древесных пород доминирует сосна, причем наряду с формами нормально развитыми часто встречаются зёрна меньших размеров с плохо развитыми воздушными мешками. Бедность видового состава палинологических спектров, морфологическая изменчивость и недоразвитие пыльцы сосны свидетельствуют о неблагоприятных условиях среды. Возможно, подобные спектры могли формироваться в перигляциальной зоне покровного оледенения. Таким образом, этот цикл осадконакопления по видовому составу флоры и положению в разрезе связан по времени образования с концом среднего плейстоцена и характеризует условия перехода от межледниковья или межстадиала с господством разнотравных степей (I спорово-пыльцевой комплекс) к московскому оледенению или его стадии.

Второй крупный цикл осадконакопления прослеживается в интервале глубин от 2,9 до 5,9 м, где выделяется семь спорово-пыльцевых комплексов от IV до X включительно. Переходы между всеми выделенными комплексами очень постепенные. IV, V и VI спорово-пыльцевые комплексы характеризуют постепенное улучшение климатических условий, выразившиеся в становлении сначала сосновых (IV спорово-пыльцевой комплекс), а затем и еловых лесов (V спорово-пыльцевой комплекс), причем эти леса были образованы только *Pinus cf. sylvestris* и *Picea* из секц. *Euricea*.

Спорово-пыльцевые комплексы VII, VIII, IX фиксируют оптимум климатического ритма, в течение которого на исследованной территории господствовали разнотравные степи. В наиболее благоприятных условиях рельефа, по-видимому, произрастали дубовые леса (VIII и IX спорово-пыльцевые комплексы). И, наконец, X спорово-пыльцевой комплекс отвечает лесной фазе развития растительности, когда значительное развитие получили не только дубравы, но и грабовые леса. Возможно, в это время на данную территорию стала проникать и ель (10% в обр. 74).

Основываясь на видовой состав и количественное соотношение пыльцы и спор в комплексах, а также на закономерную и последовательную их смену, можно предположить, что мы имеем дело с каким-то крупным мегаритмом, в течение которого происходили более существенные изменения ландшафтов, чем это отмечается для голоцена в исследованном районе [8, 13].

Принимая во внимание все сказанное, а также возможность сопоставления изученной расчистки со стрелицким опорным разрезом [2], можно считать, что описанные выше спорово-пыльцевые комплексы по времени образования связаны с верхним плейстоценом и соответствуют всему периоду мукулинского межледниковья.

Третий цикл осадконакопления определяется тремя спорово-пыльцевыми комплексами, которые последовательно сменяют друг друга и прослеживаются в отложениях лёссовидного суглинка в интервале глубин от 2,0 до 2,9 м. В общем составе XI и XIII спорово-пыльцевых комплексов велика роль недревесных компонентов спектров — трав и спор, тогда как в XII спорово-пыльцевом комплексе господствует пыльца древесных пород, составляя 53%. Исходя из последовательных и очень постепенных изменений палинологических спектров, а также их видового состава и количественных соотношений, слагающих элементов флоры время образования описанного выше цикла осадконакопления связано скорее всего уже с эпохой валдайского оледенения. Возможно XII и XIII спорово-пыльцевые комплексы характеризуют межстадиал ранневалдайского времени, а XI комплекс скорее всего связан со стадналом.

Разрез в балке Голубица, овраг Буданчик (точка наблюдения 20) (см. рис. 3) отличается наибольшей полнотой. В нем выделяются два лёссовых и два почвенных комплекса, которые отражают время осадконакопления от конца одиновского межледниковья, период московского оледенения, полный цикл микулинского межледниковья и включают начало валдайской ледниковой эпохи. В связи с этим очевидно важное стратиграфическое значение данного разреза. Разрез в балке Голубица в овраге Буданчик (точка наблюдения 19) (рис. 4), расположенный в более пониженной части водораздела, вскрыл три лёссовых и три гумусовых слоя, относящихся, вероятно, к валдайскому ледниковью и его межстадиалам. Высота обнажения — 9,6 метра. Здесь обнажаются сверху вниз:

- | | |
|-------------------|---|
| 1. 0,0 до 1,7 м | Почва современная. |
| 2. 1,7 до 4,22 м | Лёссовидный суглинок плотный, пористый, светло-палевый, неслоистый, с частыми мелкими светлыми пятнами карбонатов, с вертикальной столбчатой отдельностью. Окраска книзу плавно темнеет. |
| 3. 4,22 до 4,48 м | Суглинок темно-коричневый, с линзами сильногумусированного суглинка. Из него отобрана проба на радиоуглеродный анализ. |
| 4. 4,48 до 5,65 м | Лёссовидный суглинок слабогумусированный, светло-коричневый, рыхлый, трещиноватый, слабослоистый. Вдоль нижнего контакта линзы белесого алеврита до 5 см мощностью. |
| 5. 5,65 до 7,15 м | Суглинок тяжелый, темно-коричневый, сверху сильно гумусированные прослойки, чередующиеся с более светлыми прослойками, мощностью от 2 до 4 см. В нижней части (с глуб. 6,2 м) менее гумусированный, с пятнами и присыпками светло-серого алеврита и округлых включений светлого лёссовидного суглинка диаметром 2—3 см. В подошве плотный слой ожелезнения до 5 мм. |
| 6. 7,15 до 9,2 м | Лёссовидный суглинок тяжелый, плотный в верхней части светло-серый, в нижней — светло-коричневый, комковатый, неслоистый, с вертикальной столбчатой отдельностью. |
| 7. 9,2 до 9,53 м | Суглинок шоколадно-коричневый, с крупитчатой структурой и присыпками кварцевого песка (балочный деловий?) до основания слоя расчистка не дошла. |

На содержание пыльцы и спор исследовалось 40 образцов, равномерно отобранных по всему разрезу. В результате проведения палинологических исследований снизу вверх по разрезу прослеживаются семь спорово-пыльцевых комплексов, которые последовательно сменяют друг друга и которые могут быть объединены в два цикла осадконакопления.

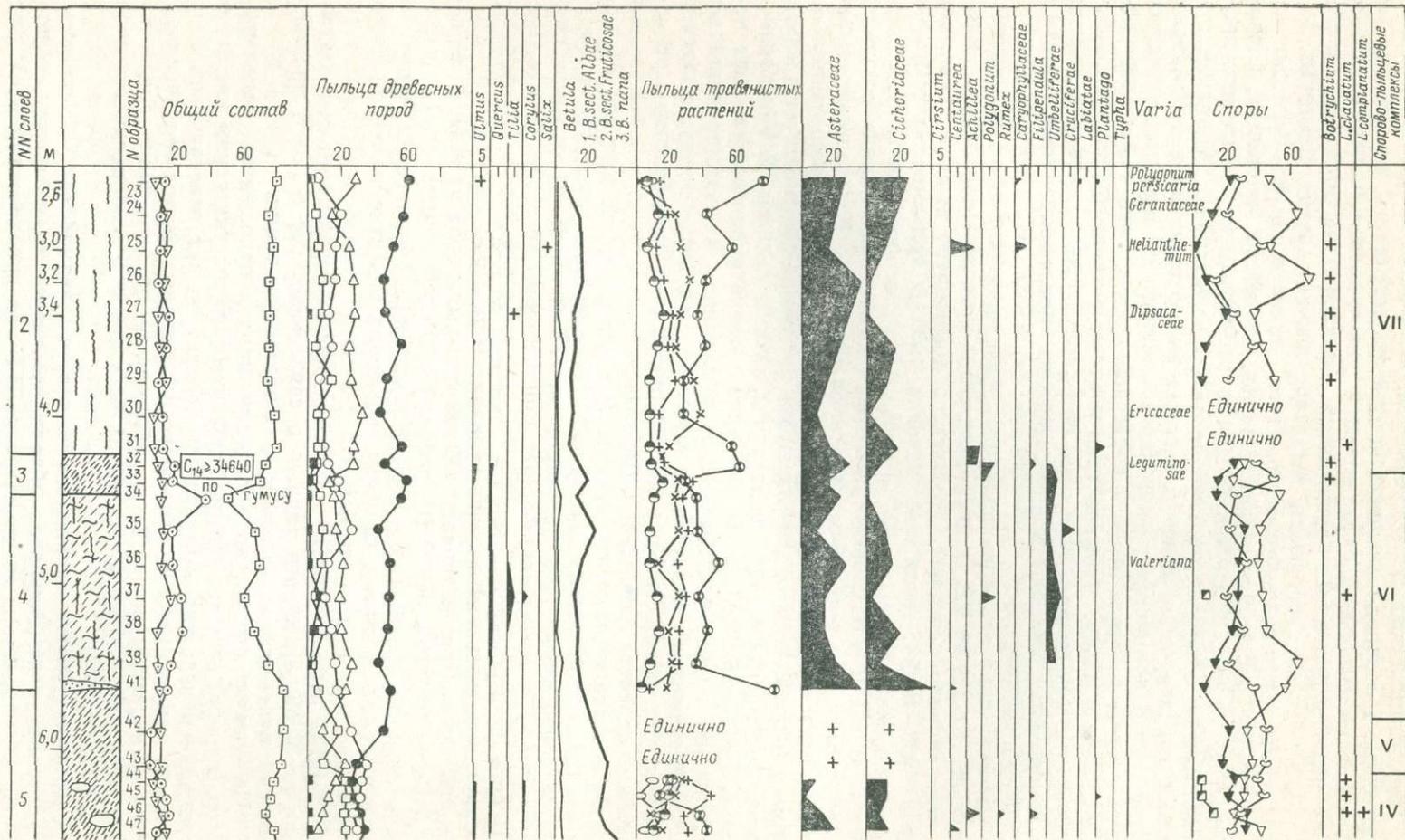
Первый цикл осадконакопления включает I и II спорово-пыльцевые комплексы. I спорово-пыльцевой комплекс, выделенный на глубине от 8,0 до 9,5 м в суглинке шоколадно-коричневом, характеризуется господством пыльцы древесных пород, которая в некоторых образцах составляет 88%. Господствует сосна, тогда как пыльца других древесных пород содержится в меньшем количестве. Единично встречена пыльца дуба. Среди трав велико участие пыльцы семейств Asteraceae, Cichoriaceae, Centaurea. Следующий II спорово-пыльцевой комплекс, прослеженный по образцам на глубине от 7,5 до 8,0 м в лёссовидном суглинке, характеризует менее благоприятные условия среды. В общем составе этого комплекса по-прежнему доминирует пыльца древесных пород, тогда как среди пыльцы древесных существенно возрастает участие березы и ольхи. Пыльца трав и споры встречены единично. Возможно, эти комплексы, фиксируя бореальную лесную фазу развития растительности, отвечают концу какого-то послемиланского ритма верхнего плейстоцена.

Второй цикл осадконакопления прослеживается вверх по разрезу и включает с III по VII спорово-пыльцевые комплексы. В общем составе всех спорово-пыльцевых комплексов доминирует пыльца древесных пород (60—80%), тогда как значение пыльцы травянистых растений несколько возрастает (до 38%) только в VI спорово-пыльцевом комплексе. В III и VII спорово-пыльцевых комплексах наряду с сосной велико участие ели, которая составляет от 23 до 30%. В IV спорово-пыльцевом комплексе среди пыльцы древесных пород велика роль не только сосны и березы, но и ольхи. Здесь же постоянно присутствует пыльца широколиственных пород — вяза, липы, дуба и лещины. В VI спорово-пыльцевом комплексе также постоянно участие широколиственных пород, причем иногда они составляют 5%. Состав пыльцы травянистых растений несколько меняется по разрезу, хотя везде велико значение семейств Chenopodiaceae и рода Artemisia, а из мезофильного разнотравья — семейств Asteraceae и Cichoriaceae.

Важно также отметить присутствие лесных видов плаунов *L. clunatum* и *L. complanatum* L. в IV и VI спорово-пыльцевых комплексах. Состав спорово-пыльцевых спектров описанных выше комплексов свидетельствует о постепенном изменении условий от более прохладных (III спорово-пыльцевой комплекс) к более теплым (IV и VI спорово-пыльцевые комплексы) с очень незначительным ухудшением условий в средней части этого интервала (V спорово-пыльцевой комплекс) и снова к более прохладным (VII спорово-пыльцевой комплекс). В составе растительности преобладали сосновые и еловые группировки, причем в наиболее благоприятные периоды некоторое развитие получали также широколиственные породы, как дуб и липа. Следовательно, даже в самый теплый период времени на исследованной территории господствовали леса южнотаежного типа, что свидетельствует о более прохладных климатических условиях, чем в настоящее время.

По составу флоры, по количественному соотношению отдельных видов, а также определенно направленным макросукцессиям время образования описанного выше цикла осадков может отвечать как междиагналу раннего валдая, так и одному из теплых этапов средневалдайского мегаинтерстадиала. Таким образом, по данным палинологического анализа все слои этого обнажения относятся к верхнему плейстоцену.

Помимо данных палинологического анализа по обр. 33 получена радиоуглеродная датировка абсолютного возраста по гумусу, выполненная в лаборатории геохронологии ЛГУ под руководством Х. А. Арсланова: ЛУ-1048 \geq 34640 лет, которая позволяет отнести верхний гумус-



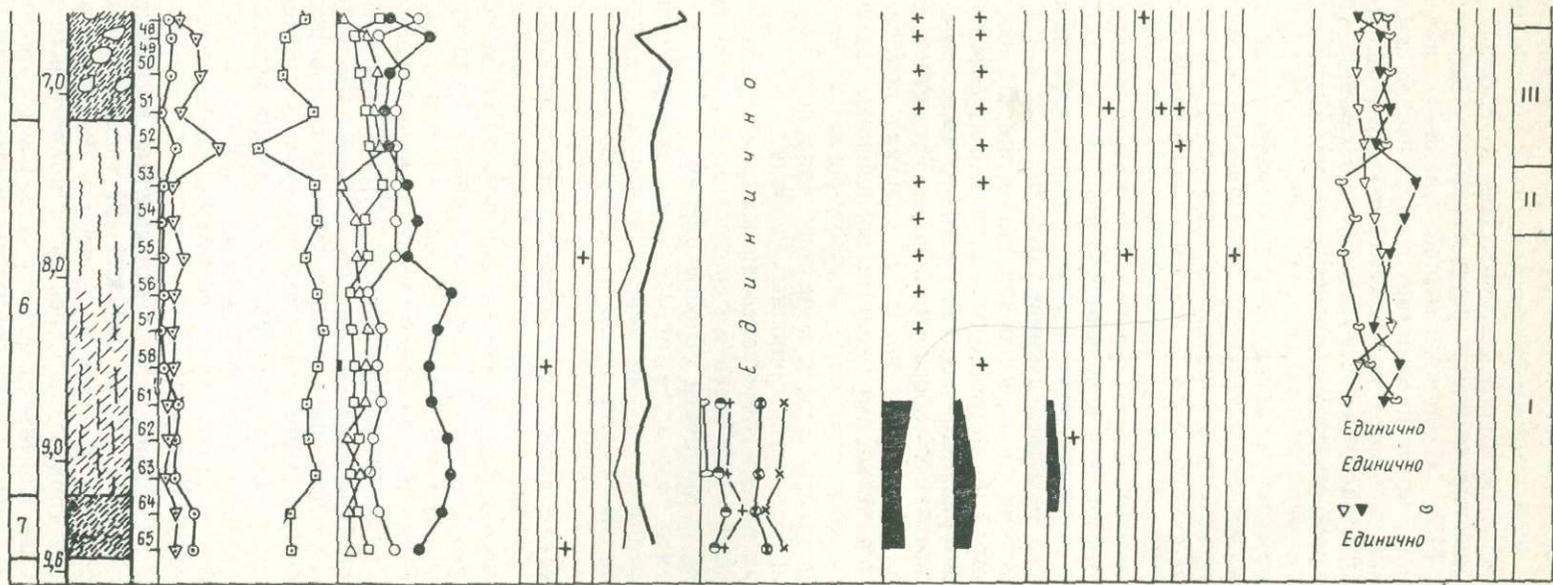


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма обнажения в балке Голубица в овраге Буданчик (точка наблюдения 19). Разрез валдайских лёссов, лёссовидных суглинков и погребенных почв.

совый слой (глубина 4,22—4,48 м) к средневалдайскому мегаинтерстадиалу или одному из интерстадиалов раннего валдая. В таком случае нижележащие слой 4 — слабо гумусированный лёссовидный суглинок и слой 5 — погребенную почву (глубина 5,65 до 7,15 м) пришлось бы считать не моложе межстадиала раннего валдая (второго черменинского — брёруп) [15]. С такой точкой зрения совпадает мнение А. И. Скоморохова, который полагает, что в забое расчистки обнажается кровля одиночного почвенного горизонта (слой 7), а залегающий над ним слой тяжелого лёссовидного суглинка представляет измененный почвообразовательными процессами Московский горизонт лёсса (слой 6).

Таким образом, по вопросу о стратиграфическом расчленении слоев в данном разрезе существуют разные мнения. Поэтому очевидно, что необходимо продолжать начатые исследования, тем более, что проведенные нами работы показали широкие возможности применения новых и весьма перспективных методов исследований и возможность разработки детальной схемы стратиграфии плейстоценовых лёссовидных покровных образований Курской области.

Приведенные выше результаты изучения разрезов лёссов Курской области позволяют сделать следующие выводы.

Условия залегания слоев, их различная мощность, состав пород и разнообразный характер погребенных почв и гумусовых прослоев, а также существенно различный состав спорово-пыльцевых комплексов подтверждают возможность обоснования разновозрастных горизонтов в толще покровных лёссовидных пород. В разрезах покровных образований наблюдаются четко выраженные погребенные почвенные горизонты, часто с неполным профилем, и гумусированные прослои разной мощности, степени выраженности и разного типа, что является свидетельством влияния различных природных условий.

В погребенных почвах и гумусированных слоях наблюдается большее количество пыльцевых зерен по сравнению с лёссовыми горизонтами, хотя степень сохранности пыльцы разная.

Установлено, что почвенные горизонты и гумусированные слои соответствуют межледниковым или межстадиальным условиям, а лёссы и лёссовидные породы — ледниковым, т. е. более суровым климатическим условиям.

Палинологические данные показывают, что в разрезах в урочище Валеное у д. Старково и в обнажении в балке Голубица (см. рис. 1, 2) установлены флористические комплексы среднеплейстоценового возраста, в разрезе балки Голубица в овраге Буданчик фиксируется почти полный ритм микулинского межледниковья (см. рис. 3), а в овраге Буданчик (см. рис. 4) обнаружены палинологические комплексы, по-видимому, принадлежащие ранневалдайским межстадиалам.

Таким образом, сопоставление разновозрастных слоев во всех изученных разрезах Курского района позволяет составить предварительную стратиграфическую схему отложений среднего и верхнего плейстоцена. Эти данные могут быть сопоставлены с разрезами смежных районов — Стрелицким карьером, расположенным в 200 км к востоку (в Воронежской области), и Лихвинским разрезом, находящимся в 260 км к северу (в Тульской области).

Поскольку в д. Стрелице спорово-пыльцевые комплексы лихвинского типа обнаружены Н. С. Болиховской [2] в лёссовидных породах, залегающих под мореной, имеется возможность сопоставить этот подморенный почвенный горизонт в Стрелице с аналогичным почвенным горизонтом в урочище Валеное у д. Старково. Следовательно, и горизонт лёссовидных суглинков, залегающий выше этой почвы в разрезе у

д. Старково, может сопоставляться с мореной днепровского горизонта. Кроме того, в среднем плейстоцене выделен еще один почвенный комплекс (см. рис. 3, слои 2—6), состоящий из нескольких гумусовых прослоев, который отражает второй крупный и более сложный цикл осадконакопления среднеплейстоценового возраста. Тем самым создается возможность обосновать расчленение среднего плейстоцена в этом районе на четыре стратиграфических горизонта.

Особый интерес представляет та часть разреза, в которой удалось проследить почти полную и последовательную смену фаз развития растительности на протяжении всего микулинского межледниковья. Характерно, что начало и конец межледникового ритма связаны с развитием лесов (еловых и елово-грабовых) на данной территории, тогда как оптимум выражается развитием сначала лесостепных, а затем и степных ландшафтов, причем в наиболее благоприятных условиях произрастания селились дуб, вяз и лещина. Приведенные материалы существенно отличаются от палинологических данных по микулинскому стратотипу, что, по-видимому, дает возможность использовать этот разрез в качестве парастратотипа микулинского межледниковья для более южных ландшафтных условий Русской равнины.

Дальнейшее изучение стратиграфии покровного комплекса центральных районов Средне-Русской возвышенности позволит составить обоснованную местную стратиграфическую схему, которая послужит коррелятивным звеном как между западными и восточными областями распространения лёссов, так и при сопоставлении ледниковой и внеледниковой зон.

УКАЗАТЕЛЬ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшенко А. Т. Растительность лесостепи и степи Украины в четвертичном периоде. Киев, 1970.
2. Болиховская Н. С. Палинология лёссов и погребенных почв Русской равнины. — В кн.: Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М., 1976.
3. Веклич М. Ф., Сиренко Н. А., Мельничук И. В. и др. Палеогеографические этапы и рабочая стратиграфическая схема плейстоцена равнинной территории Украины. — В кн.: Теоретические и прикладные проблемы палеогеографии. Киев, 1977.
4. Гричук В. П. Опыт характеристики состава пыльцы в современных отложениях различных растительных зон европейской части СССР. — В кн.: Проблемы физической географии, № 11. М., 1942.
5. Гричук В. П. Результаты палеоботанического состава лёссов Украины и юга Среднерусской возвышенности. — В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М., 1972.
6. Заррина Е. П., Краснов И. И. Стратиграфическая корреляция четвертичных отложений европейской части СССР (о проекте новой региональной схемы). — Труды ВСЕГЕИ, № 222. Л., 1977.
7. Карта четвертичных отложений Украинской ССР и Молдавской ССР м-б 1:1 000 000 с объяснительной запиской. Киев, 1978.
8. Крупенина Л. Признаки антропогенного влияния на растительный покров Центральной части Среднерусской возвышенности. — В кн.: Палинология голоцена и маринопалинология. М., 1973.
9. Ломаева Е. Т. Спорово-пыльцевые комплексы лёссов юга Украины. — Труды ин-та геол. наук АН СССР, № 1, 1957.
10. Ломаева Е. Т. Некоторые результаты изучения спорово-пыльцевого состава четвертичных отложений Украинской ССР. — Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четв. периода, т. 1. М., 1961.
11. Путеводитель VIII Международ. симпозиума по лёссовым породам. Киев, 1976.
12. Серебряная Т. А. Палеофитологическая характеристика лёссов из разреза у пос. Карачит в районе г. Брянска. — В кн.: Палинология плейстоцена. К III междунар. палинологич. конф. в г. Новосибирске, 1971. М., 1972.
13. Серебряная Т. А. Взаимоотношения леса и степи на Среднерусской возвышенности в голоцене. — В кн.: История биогеоценозов СССР в голоцене. М., 1976.
14. Скоморохов А. И. Опыт крупномасштабного геологического картирования четвертичных отложений в перигляциальной зоне. — Сов. геология, № 8, 1978.

15. Спиридонова Е. А., Заррина Е. П., Краснов И. И. Межстадиальные и стадиальные осадки ранневалдайского возраста в разрезе у д. Черменино Ярославской области. — В кн.: Северо-Запад европейской части СССР, вып. 10. Л., 1976.

16. Сукачев В. Н. История растительности СССР во время плейстоцена. — В кн.: Растительность СССР, т. 1. М.; Л., 1938.

17. Сукачев В. Н., Долгая З. К. Об ископаемых растительных остатках в лёссовых породах в связи с их происхождением. — ДАН СССР, 1937, т. 15, № 4.

*Е. А. СПИРИДОНОВА, Х. А. АРСЛАНОВ,
Д. Б. МАЛАХОВСКИЙ, Ф. Ю. ВЕЛИЧКЕВИЧ
В. П. ДЕНИСЕНКОВ, Н. М. ЛАТЫШЕВА, В. В. ЛЯДОВ*

РАЗРЕЗ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ У ПОС. СЕЛИЖАРОВО (Верхняя Волга)

Разрез на р. Сижине у д. Килешино, находящийся в 4 км к северу от пос. Селижарово, принадлежит к числу обнажений, неоднократно изучавшихся различными исследователями в течение последних 20 лет. Неоднозначная его интерпретация связана, главным образом, с разной полнотой полученных материалов. Согласно представлениям Н. С. Чеботаревой [11, 13], наиболее обстоятельно занимавшейся четвертичной историей района Верхней Волги, он расположен в пределах распространения последнего оледенения у границы максимальной, бологовской стадии,¹ граница вепсовской стадии проходит в 20 км к северо-западу. Валдайский ледниковый покров поднимался здесь на карбовый уступ до максимальных отметок около 220—240 м, при этом ледниковый язык, приуроченный к понижению подледного рельефа, фиксируемого системой верхневолжских озер, несколько нарушал плавные очертания границы оледенения.

Разрез у д. Килешино вскрывает строение гляциодепрессии, сложенной с поверхности донной мореной, частично прикрытой водноледниковыми осадками. В результате подмыва р. Сижинкой левого коренного берега, имеющего высоту 6—9 м, обнажается верхняя часть четвертичной толщи, имеющей в этом районе, по данным Л. Т. Семеновки, мощность порядка 40—50 м на водоразделах и до 110 м в погребенных древних долинах.

Килешинский разрез был впервые описан Т. Н. Столяровой при геологической съемке среднего масштаба в 1956—1957 гг. На основании спорово-пыльцевой диаграммы, составленной М. А. Недошивиной, для средней части разреза, охватывающей интервал всего в 70 см, был установлен микулинский возраст (зона М₄) погребенного торфяника, перекрытого флювиогляциальными отложениями. Именно это обнажение получило впоследствии название Килешино I. Граница валдайского оледенения проводилась М. А. Недошивиной к юго-западу от разреза, однако при публикации материалов [7, 12] он стал рассматриваться, как перекрытый валдайской мореной.

В 1959 г. Ю. А. Скворцов, проводя крупномасштабную съемку этого района, обнаружил у д. Килешино, также на левом берегу р. Сижины, обнажение, отличное от разреза Килешино I. З. В. Яцкевич в сводном отчете по геологии Калининской области (1962) приводит описание обнажения, изученного Ю. А. Скворцовым, и спорово-пыльцевую диаграмму Килешино I. Она считает этот разрез микулинским, находящимся за границей валдайского (осташковского) оледенения. Ему был отобран образец органогенной породы (из какого именно обнажения, установить так и не удалось), по которому в Ин-

¹ Н. С. Чеботарева оценивает возраст бологовской стадии в 16—18 тыс. лет.

ституте археологии АН СССР в 1967 г. была получена датировка 23800 ± 570 лет.

В этом же году район д. Килешино изучался И. И. Красновым и Е. П. Зарриной. Здесь ими был описан разрез, значительно отличающийся как по характеру отложений, мощности, так и по спорово-пыльцевой характеристике. Этот разрез впоследствии получил наименование Килешино II. Для маломощного прослоя криотурбированного торфа, залегающего под мореной, была получена датировка >36000 лет (ЛГ-46). Указанные исследователи датируют морену ошашковским ледниковьем, а подморенные озерные отложения — молого-шекнинским межледниковьем. Е. П. Зарриной [4] для разреза Килешино приводятся обе указанные датировки: первая — для верхней части, вторая — для нижней.

В 1973 г. Х. А. Арсланов и Д. Б. Малаховский посетили район д. Килешино и установили, что здесь имеются два совершенно различных обнажения, расположенные на расстоянии около 400 м друг от друга, на что впоследствии указывалось в публикациях Н. С. Чеботаревой и И. А. Макарычевой [13] и Р. Е. Гитерман и др. [3]. В первой из этих работ имеется указание на наличие размытой морены в кровле озерной толщи в обнажении Килешино II, вновь приводится спорово-пыльцевая диаграмма М. А. Недошивиной, составленная в 1958 г. для небольшой части разреза Килешино I. В качестве доказательства микулинского возраста обоих разрезов приводятся две датировки: ≥ 50000 лет (ГИН-631, древесина из торфа в разрезе Килешино I) и ≥ 40000 лет (ГИН-630, торф из разреза Килешино II). Во второй работе, являющейся более полной, даны новые спорово-пыльцевые диаграммы для обоих обнажений с приведенными выше датировками. Оба разреза интерпретируются как подморенные, микулинские, однако в заключение указывается, что в обнажении Килешино I песок с остатками древесины, залегающей выше погребенного микулинского торфяника с датировкой ≥ 50000 лет в обнажении Килешино I, отложился либо в конце микулинского межледниковья, либо во время одного из последующих межстадиалов, а в обнажении Килешино II прослой торфа с абсолютным возрастом ≥ 40000 лет датируется верхневожжским межстадиалом.

Изучение килешинских разрезов проводилось авторским коллективом во время четырех полевых сезонов начиная с 1973 г., при этом был выполнен значительный объем горных работ. Были повторно тщательно изучены разрезы Килешино I и II, путем серий канав-расчисток они были увязаны между собой (рис. 1), при этом наиболее интересной оказалась канава-расчистка VIII, расположенная в 270 м от первого и в 120 м от второго разрезов. Кроме того, были пройдены и изучены расчистки III и V, расположенные к юго-востоку от д. Килешино на расстоянии 150 и 480 м (рис. 1, 2). В камеральные периоды был проведен палинологический анализ 285 образцов, исследован ботанический состав погребенных торфов, получены данные по карпологии органических остатков, сделано 10 определений абсолютного возраста радиоуглеродным методом.

Ниже приводится описание сводного разреза и его спорово-пыльцевая характеристика, а также данные других видов анализов.

Слой I. Домикулинские среднелейстоценовые озерные отложения представлены голубовато-серым плотным алевритом с остатками органики (кора и древесина ели и сосны) и стяжениями сидерита, а также тонко- и среднезернистыми песками, чередующимися с вышеописанными алевритами. Мощность 3,3 м.

По палинологическим данным в основании трех расчисток по

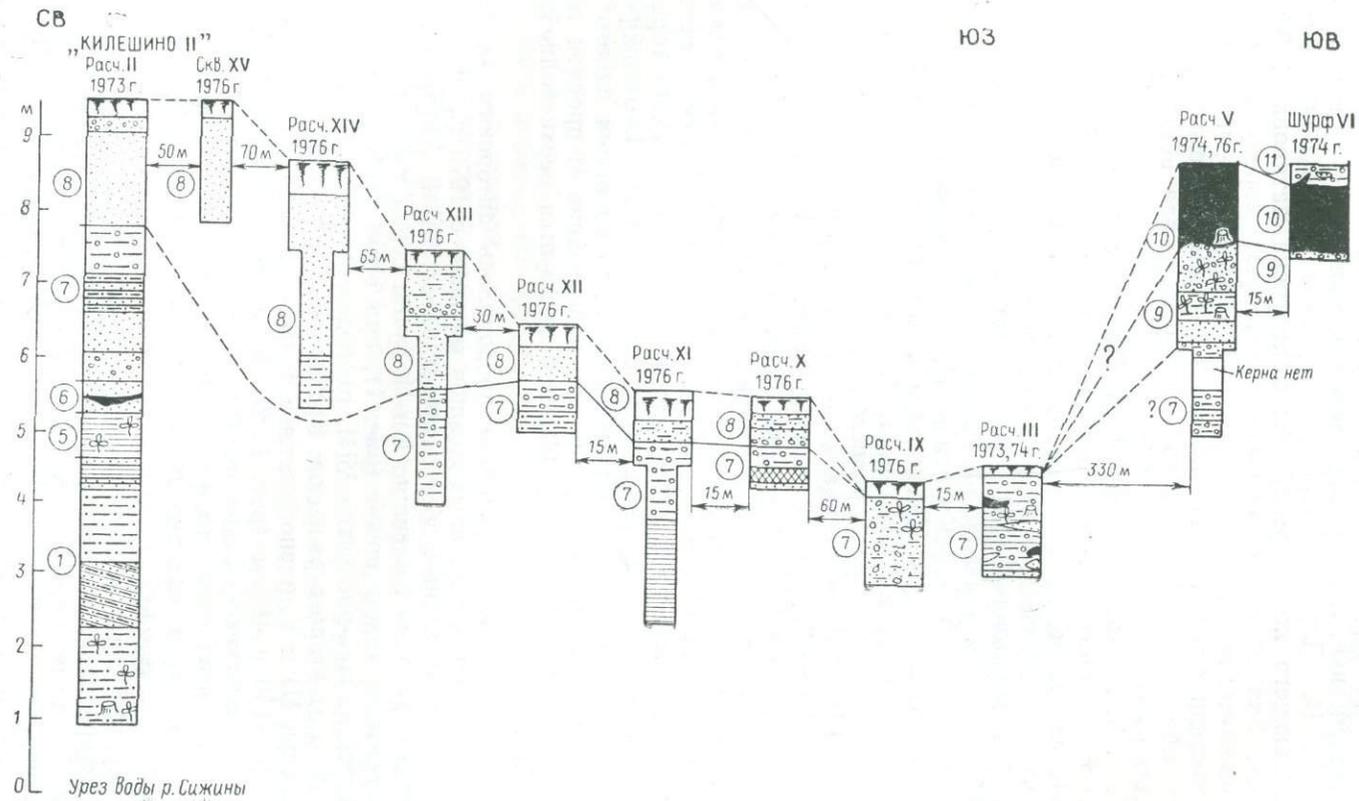


Рис. 1. Корреляция разрезов, расположенных на левом берегу р. Сижина вдоль дороги д. Килешино — д. Козиццо.

р. Сижине прослеживается три спорово-пыльцевых комплекса I, II, III, которые последовательно сменяют друг друга; верхний контакт по исследованным разрезам резкий. Во всех трех спорово-пыльцевых комплексах примерно в равном количестве присутствуют микрофоссилии четвертичного и палеозойского возраста, тогда как в вышележащей озерной толще споры палеозойского времени отсутствуют.

Сохранность пыльцы и спор четвертичного возраста хорошая, много других органических остатков, в том числе кора и древесина сосны и ели. В общем составе всех трех спорово-пыльцевых комплексов преобладает пыльца древесных пород (80%), пыльца травяных растений, и споры содержатся в небольшом количестве. Во всех спорово-пыльцевых спектрах I комплекса господствует пыльца ели (70—80%), причем доминирующее положение занимают виды из секции *Euricea*, и крайне редко встречается вид ели из секции *Otogica*. Пыльца сосны, которая становится господствующей во II комплексе, также неоднородна в видовом отношении. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца *Pinus sylvestris* L.; хотя в небольшом количестве, но постоянно присутствует *Pinus* cf. *sibirica*. В III комплексе наряду с сосной начинает преобладать береза, в основном представленная пыльцой *Betula sect. Albae*.

В виде единичных пыльцевых зерен отмечены *Abies*, *Larix*, а также *Tilia* и *Carpinus*. Состав пыльцы травянистых растений довольно разнообразен и постоянен. Преобладают полины, встречаются осоковые, злаковые, маревые, а из разнотравья различные представители семейства сложноцветных, гвоздичных и зонтичных. Среди споровых наряду с зелеными и сфагновыми мхами в значительном количестве присутствуют папоротники. Постоянно участие плаунов *L. clavatum* L., *L. complanatum* L. и редко *Selaginella selaginoides* L.

Принимая во внимание развитость форм пыльцевой флоры, а также ее состав, можно сказать, что время образования этих спорово-пыльцевых комплексов связано с одним из межстадиалов московского оледенения. К такому же выводу пришел после изучения карпондов из толщи глинистого алевролита Ф. Ю. Величкевич [1]. Он считает, что определенная ископаемая флора характерна для межстадиальной флоры лоевского типа.

Слой 2. Микулинские отложения имеют мощность около 2,3 м. Представлены чередованием песков, глин и алевролитов, содержащих растительный детрит и раковины унионид, переходящим вверх по разрезу в плотный гипновый листоватый торф буровато-черного цвета с включением кристаллов пирита и обломками древесины. В канаво-расчистке VIII торф переходит в гиттию. Верхний контакт резкий, карманообразный. Мощность торфа 0,45—0,65 м. Торф на 95% состоит из остатков мхов, 5% приходится на долю болотных растений: рогоза, вахты, белокрыльника. Среди карпологических остатков необходимо отметить большое количество мегаспор *Salvinia natans* и крылаток *Alnus glutinosa*. Выделяются спорово-пыльцевые зоны М₂, М₃, М₄. Широколиственные породы составляют до 70%, максимальное количество ольхи 270%, орешника 125%. Переход к следующему спорово-пыльцевому комплексу (зона М₇) резкий, хотя он также прослеживается в торфе расчистки I. Среди пыльцы древесных пород доминирует ель (до 58%), сумма пыльцы широколиственных пород составляет 22%. Так же, как в спектрах предыдущей зоны, процент участия ольхи велик (до 130%). Видимо, в данном случае комплекс включает в себя не только пыльцу *in situ*, но и переотложенную из нижележащей части слоя торфа.

Слой 3. Горизонтально слоистые пески, содержащие гравий и

остатки органики. Средняя мощность около 0,8 м. Состав спорово-пыльцевых спектров существенно отличается от всех предыдущих спорово-пыльцевых комплексов. Здесь резко возрастает участие недревесных компонентов, тогда как пыльца древесных пород составляет всего 10—15%. Среди этой группы в виде единичных зерен присутствует *Betula nana*, В. sect. Fruticosae и *Pinus sylvestris*. Среди пыльцы сосны во всех изученных образцах много рецессивных форм с недоразвитыми воздушными мешками или более грубым гребнем и телом у зерен. Состав пыльцы травянистых растений очень беден, единично присутствуют представители различных видов семейств Caryophyllaceae, Compositae, Polemonium, Valeriana. Во всех спектрах среди споровых господствуют папоротники при очень незначительном участии зеленых и сфагновых мхов, а также *Lycopodium complanatum* и *L. selago*. В целом при просмотре образцов этого комплекса поражает обилие спор папоротников, иногда встречаются формы с сохранившимся периспорием. Этот спорово-пыльцевой комплекс из-за своей необычности присутствия спор папоротников в большом количестве может также в значительной степени являться маркирующим при сопоставлении одно-возрастных осадков по всем изученным расчисткам.

В целом этот комплекс отражает, по-видимому, достаточно суровые климатические условия, связанные со стадильной подвижкой. Сравнивая полученные спорово-пыльцевые спектры с палинологическими данными этого отрезка времени по другим разрезам, например Черменино и Шестихино Ярославской области [8, 9], выявляется их значительное сходство, хотя здесь и отмечается большее участие папоротников.

Слой 4. Представлен зеленовато-голубыми, неясно слоистыми глинами и песками с прослоями темно-серого древесного торфа с остатками древесины, по образцу которой была получена датировка $\geq 50\,000$ (ГИН-631) [3]. Средняя мощность слоя составляет около 2 м. X спорово-пыльцевой комплекс характеризуется господством древесных пород (60—70%). Во всех образцах доминирует пыльца ели (50—60%), второе место по обилию занимает сосна. Пыльца ее развита нормально, недоразвитые формы практически отсутствуют. Пыльца трав присутствует единично. Среди споровых попеременно господствуют папоротники и зеленые мхи. Встречены единично *Selaginella selaginoides*, *Lycopodium complanatum* и *Botrychium* sp.

В общем составе XI—XII комплексов попеременно господствуют пыльца древесных пород и споровые. По сравнению с предыдущим комплексом выявляется значительно большее участие сосны и широколиственных пород, тогда как ель составляет не более 10%. Среди пыльцы широколиственных пород, которая в сумме образует 22%, преобладают липа (от 22% до 10%) и дуб (2%). Пыльца ольхи составляет около 40%, а лещины — 20—22%. Состав трав достаточно беден, единично присутствуют папоротники и зеленые мхи. Встречены споры *Osmunda cinnamomea*, *Salvinia*, *L. clavatum*, *L. complanatum*, *Selaginella selaginoides*. XIII—XIV спорово-пыльцевые комплексы отличаются от предыдущих увеличением количества пыльцы ели (50%). Пыльца широколиственных пород составляет сначала 6%, а затем вообще отсутствует. Состав пыльцы травянистых растений и споровых мало чем отличается от предыдущих комплексов.

Таким образом X—XIV комплексы дают представления о последовательной смене природных условий от более холодных к более теплым и снова более холодным. Широкое развитие в этот период времени получили не только бореальные виды, но и некоторые элементы неморальной флоры. Последовательность появления отдельных

видов и кульминация их сближают описанные спорово-пыльцевые комплексы со вторым ранневалдайским межстадиалом по разрезу у с. Черменино Ярославской области [9]. При этом здесь удалось получить более полную палинологическую характеристику оптимума этого интервала.

Слой 5. Представлен толщей горизонтально слоистых песков, содержащих гравий и алеврит, окрашенных в желтые и голубоватые тона общей мощностью 1,5 м. Пыльца и споры, несмотря на неоднократную техническую обработку, не были обнаружены. Лишь в самом верхнем образце они содержались в количестве, достаточном для подсчета. В общем составе спектров XV комплекса пыльца древесных пород составляет менее 20%. Господствуют папоротники, среди древесных — сосна, представлена тонкими, недоразвитыми зернами. По-видимому, этот горизонт соответствует еще одному нижневалдайскому похолоданию.

Слой 6. С резким контактом залегают алевриты и глинистые пески, содержащие прослой буровато-коричневого, гипнового, низинного торфа, в котором 95% составляют мхи *Scorpidium* sp., *Drepanocladus* sp., *Calliergon* sp., *Mnium* sp., и только 5% приходится на долю рогаза, вахты, белокрыльника. Средняя мощность торфа около 0,4 м.¹ Для образца торфа получена датировка ≥ 48040 (ЛУ-748). Общая мощность горизонта 1,35 м.

По серии расчисток I и расчистке VIII в общем составе спектров XVI комплекса господствует пыльца древесных пород (40—50%), хотя роль трав (25—40%) и спор (20—40%) достаточно велика. Среди древесных безраздельно господствует пыльца берез, в основном представленная *Betula nana* и *B. sect. Fruticosae*, тогда как пыльца других древесных пород содержится в очень небольшом количестве, несколько увеличиваясь только при переходе к следующему комплексу.

Состав пыльцы травянистых растений разнообразен в видовом отношении. Господствует пыльца осок, постоянно во всех спектрах присутствуют *Polemonium*, *Ranunculaceae*, *Caryophyllaceae*, *Compositae*, реже *Valeriana*, *Iridaceae*, *Polygonum bistorta*, а также пыльца водных и прибрежно-водных растений *Sparganium*, *Myriophyllum*, *Nuphar*. Среди споровых господствуют зеленые мхи, единично присутствуют *Selaginella selaginoides* и *Botrychium*. Выше характер спорово-пыльцевых спектров несколько меняется.

Начинает господствовать пыльца сосны, которая составляет 60—80%, хотя и здесь присутствуют недоразвитые формы. 10—20% приходится на долю пыльцы ели. Участие пыльцы берез не превышает 10%, состав которых тот же, что и в предыдущем комплексе. Довольно много пыльцы *Salix* (5%). Состав трав и спор мало чем отличается от вышеописанных спектров, хотя в торфе споры *Selaginella selaginoides* составляют 27% от суммы всех споровых.

По данным карпологического анализа в торфе обнаружены *Salvinia natans* (L.) All. — 1 мегаспора, *Selaginella selaginoides* (L.) Lk. — 42 мегаспоры, *S. tetraedra* Wieliczk — 3 мегаспоры, *Sparganium hyperboreum* Laest. — 2 косточки, *Potamogeton filiformis* Pers. — 2 эндокарпия, *Carex* cf. *inflata* Huds. — 22 орешка, *C. s/gen. vigneae* — много орешков, *Betula nana* L. — 1 орешек, *Chenopodiaceae* gen — 1 обломок семени, *Caryophyllaceae* gen — 2 семени, *Botrychium* sp. — 2 орешка, *Ranunculus* sp. — 35 орешков, *Comarum palustre* L. — 7 семян, *Myriophyllum spicatum* L. — 2 косточки, *Oxycoccus quadripetalus*

¹ По материалам И. И. Краснова и Е. П. Зарриной торф выполняет морозобойный клин, проникающий на глубину до 1,7 м.

Lilib — Псемян, *Acrostaphylos* sp. — 1 семя, *Empetrum nigrum* L. — 8 семян.

Заметная доля участия холодостойких растений бореально-арктического комплекса, а также отсутствие семян древесных пород и теплолюбивых трав указывает на принадлежность данной флоры к группе валдайских интерстадиальных флор лесотундрового типа. В озерной толще, которая перекрывает торф, в расчистке II по данным палинологического анализа (XVII комплекс) значение пыльцы древесных пород становится еще ниже: составляет 20%, а затем и 10%. Снова возрастает участие папоротников среди споровых. По-видимому, здесь зафиксировано начало следующей подвижки ледника. Сравнивая полученные спорово-пыльцевые спектры этого интервала с поверхностными пробами озерных отложений из зоны лесотундры и тундры, можно видеть их значительное сходство [10].

Обращает на себя внимание дислоцированность слоев 4—6, не меняющая, однако, последовательности их залегания. И. И. Краснов и Е. П. Заррина связывают ее с криогенными процессами. Нам представляется, что она, скорее, связана с давлением самого ледника.

Слой 7. В канавах-расчистках I₁—I₅ обнажается водно-ледниковая — ледниковая толща, представленная слегка уплотненными мелкозернистыми и среднезернистыми глинистыми песками с гравием и галькой, постепенно переходящими в валунную супесь буровато-серого и ржаво-коричневого цвета, угловато-обломочного сложения, содержащего гравий, гальку и валуны. Общая мощность толщи — 2,4 м, мощность валунной супеси — 0,5—1,0 м. Морена, представленная валунной глиной, повсеместно выходит на поверхность у западной и южной окраины д. Килешино (рис. 1), где она вскрыта расчисткой III (длинной 3,5 м и глубиной 1,4 м), обнажающей южную стенку дренажной канавы у мостика. Расчистки II и III увязаны серией расчисток и скважин, идущих вдоль дренажной канавы (рис. 1). Здесь она представлена плотной валунной глиной буровато-коричневого и темно-серого цвета, угловато-обломочного сложения с включением большого количества гравия, гальки и валунов размером до 0,3 м с отторженцами белых кварцевых песков нижнего карбона, выходящих по борту той же дренажной канавы на расстоянии 15—20 м. В морене встречаются неправильной формы линзы голубовато-серой глины с включением гравия и гальки, примазками, гнездами и ксенолитами торфа, обломками древесины (длиной до 35 см, диаметром до 7 см), шишками и т. д.

Наиболее крупная линза торфа имеет длину до 2,5 м и мощность до 20 см. По образцам древесины, взятой из нее на глубине 0,7 м от поверхности, получены датировки: $38\,900 \pm 480$ (ЛУ-399) и $39\,610 \pm 490$ лет (ЛУ-525). Образец древесины, взятой в валунной глине на глубине 10 см от подошвы линзы торфа, имеет возраст $52\,890 \pm 1970$ лет (ЛУ-526), другой же образец древесины, взятый непосредственно ниже предыдущего образца, имеет возраст $46\,670 \pm 910$ лет (ЛУ-527). Моренная толща расчистки III изучалась с помощью спорово-пыльцевого анализа. Около половины всех спорово-пыльцевых анализов составляют споры палеозойского возраста. Состав спорово-пыльцевых спектров (XIX комплекс) почти не меняется от образца к образцу. Постоянно доминирует пыльца ели. Среди трав велико участие полыней и осок. Споры зеленых мхов являются господствующими.

По мнению Д. Б. Малаховского и Е. А. Спиридоновой, приведенные радиоуглеродные датировки вряд ли могут что-либо дать для определения возраста морены, учитывая однородную спорово-пыльцевую характеристику всех изученных из нее образцов (в том числе взя-

тых непосредственно из датированных прослоев), при значительных различиях возраста образцов, взятых столь близко друг от друга. При этом обращает на себя внимание то обстоятельство, что образцы ЛУ-399 и ЛУ-525 с наименьшим значением возраста взяты ближе к поверхности, что может служить показателем их омоложения.

По мнению Д. Б. Малаховского и Е. А. Спиридоновой, по-видимому, та же морена обнаружена в основании расчистки-скважины V, расположенной в 330 м к юго-востоку от расчистки III. Здесь под средневалдайскими осадками на глубине 2,4 м от поверхности выходит: песок мелкозернистый серый с большим количеством обломочного материала (щебень известняка, гравий и мелкие валуны; неполная мощность 0,3 м);¹ глина песчанистая плотная с единичным гравием (неполная мощность 0,1 м); алевроит серый плотный (мощность 0,1 м) и валунная плотная глина бежевого цвета с единичным гравием (0,2 м). Подобно морене, вскрытой расчисткой III, в этих отложениях содержится большое количество палеозойских спор. Сохранность четвертичных микрофоссилий различная, часто очень плохая. Среди древесных преобладает сосна, значительно участие полыней (комплекс XXII).

Слой 8. На участке между расчистками I—II и II—III с поверхности развиты водно-ледниковые мелко- и среднезернистые пески с единичным гравием, перекрывающие морену. Последняя в районе расчистки I, по-видимому, размыта.² Мощность этих песков, не содержащих микрофоссилий, составляет 1—3 м. Они могут быть связаны как с нижележащей мореной, так и представлять собой дистальные образования последующей, вепсовской стадии.

Слой 9. Средневалдайский горизонт вскрыт в расчистке V. Он представлен голубовато-серым пластичным алевроитом с обломками древесины и другими органическими остатками (мощность 0,4) и мелкозернистыми обводненными песками того же цвета с включением органики (мощность 0,6 м). По образцу древесины, взятой из прослоя алевроита, был определен абсолютный возраст, равный 41810 ± 600 лет (ЛУ-632). Выше алевроита залегает мелкозернистый и тонкозернистый слегка глинистый песок с гравием, галькой и мелкими валунами (диаметром до 15—18 см), количество которых увеличивается к подошве слоя. Порода содержит черные примазки и гнезда органики (диаметром до 10 см), пронизана веточками растений диаметром до 3 мм. В нижней части встречаются обломки древесины диаметром до нескольких см. Переход в нижележащий слой постепенный, мощность песков — 0,75 м.

Наличие гравия, гальки и валунов в этом слое, по мнению Х. А. Арсланова, не позволяет однозначно отнести данный слой к озерным осадкам средневалдайского возраста. По мнению Д. Б. Малаховского и Е. А. Спиридоновой, этот аргумент не может считаться убедительным, если учесть многочисленные случаи наличия крупнообломочного материала в заведомо озерных отложениях любого (в том числе и современного) возраста, развитых в окружении моренного материала.³ Об озерном генезисе осадков свидетельствуют различные орга-

¹ Контакт между песком и нижележащей глиной установить не удалось из-за наличия пльвунов.

² Разнозернистые пески с галькой и мелкими валунами, залегающие под современной почвой в обнажениях Килешино I и Килешино II, Е. В. Шандер [3] трактует как размытую морену.

³ В средневалдайское время в этом районе, по мнению Х. А. Арсланова, на поверхности могло не быть того избытка моренного материала, которое наблюдается в настоящее время.

нические остатки, заключенные в песках. О принадлежности данного слоя к средневалдайскому горизонту говорит постепенный переход в нижележащий слой, отмеченный как при полевом описании, так и фиксируемый по данным спорово-пыльцевого анализа (см. рис. 2).

По всей исследованной толще расчистки V в образцах 10, 12, 15, 18, 20, 23 (см. рис. 2) был сделан ботанический состав растительных остатков по торфянистым прослоям и гнездам торфа из прослоев бежевого песка в различных литологических горизонтах. Видовой состав определенных форм довольно постоянен от образца к образцу — присутствуют осоки, хвощ, вахта, рогоз, белокрыльник, а из древесных пород постоянно встречаются кора и древесина сосны, ольхи, ели, березы.

Средневалдайский интервал характеризуется четырьмя спорово-пыльцевыми комплексами, которые последовательно сменяют друг друга и отвечают трем палинологическим зонам Sm_2 , Sm_3 и началу Sm_4 . Наиболее теплые условия фиксируются зоной Sm_2 где в общем составе спектров преобладает пыльца древесных пород, составляя 70—80%. Среди древесных господствует пыльца ели (60—80%), значительно меньше березы и сосны. Единично присутствует пыльца хвоща. В обр. 24 встречено 1 пыльцевое зерно дуба. Пыльца трав составляет около 20% в общем составе спектров. Преобладают полины, хотя велика роль злаков и осок. Из разнотравья отмечена пыльца различных видов *Compositae*. Среди спор доминируют зеленые мхи и папоротники. В обр. 24 обнаружено одно нормально развитое зерно *Osmunda cinnamomea*.

Конец зоны Sm_2 характеризуют спектры, в которых начинает господствовать пыльца сосны, указывая на ухудшение климатических условий. Следующая зона Sm_3 отвечает наиболее суровым климатическим условиям. В спектрах этой зоны пыльца древесных пород составляет всего 25—30%, а на долю трав приходится 20—25%. Среди древесных доминирует пыльца берез, в основном представленная *Betula sect. Fruticosae*. Состав трав более разнообразен в видовом отношении по сравнению с предыдущей зоной. Здесь появляется пыльца семейств *Chenopodiaceae*, *Onagraceae*, *Rubus chamaemorus*, а также пыльца водных и прибрежноводных растений, таких как *Typha* sp., *Sparganium*. Споры зеленых мхов являются господствующими. Отмечены споры *Selaginella selaginoides* и *Botrychium*. Выше по разрезу прослеживается начало следующей зоны Sm_4 , где отмечается улучшение климатических условий, выразившееся в увеличении роли древесных пород (60%) в общем составе. Однако по сравнению с зоной Sm_2 здесь преобладает пыльца сосны, тогда как ель составляет всего 20—22%. Состав трав и спор во многом аналогичен зоне Sm_2 .

Слой 10. К востоку от дороги Козицино — Килешино с поверхности повсеместно на значительной площади выходит осушенный в настоящее время дренажными канавами голоценовый торфяник, вскрытый на полную мощность (около 1 м) расчисткой V и шурфом VI, расположенным на расстоянии 15 м от нее. Торф буровато-черный, уплотненный, легкий, хорошо разложившийся, в нижней части немного слонстый, с включением остатков древесины, веток, корней, коры березы; последняя составляет целые прослои вблизи подошвы слоя. Из расчистки V сделано три определения абсолютного возраста, равные 10310 ± 70 лет (ЛУ-641) с контакта слоя, 8480 ± 80 лет (ЛУ-572) с глубины 0,9 м и 8410 ± 90 (ЛУ-544) с глубины 0,8 м. Кроме того, из шурфа VI был проанализирован образец с глубины 1,1 м. Его возраст оказался равным 8660 ± 60 (ЛУ-528).

По данным палинологического анализа в нижней части торфа пре-

обладает пыльца древесных пород, хотя велика роль споровых. Среди древесных господствует сосна, значительно участие берез. По своим особенностям эти спектры могут быть сопоставлены с началом бореального времени, голоцена. Выше характер спектров резко меняется. В общем составе возрастает участие пыльцы древесных пород и состав их иной. Доминирует пыльца ели, составляющая 40—76%. В обр. 7 наряду с елью возрастает участие ольхи, берез и широколиственных пород. Время образования этих горизонтов торфа может отвечать переходу от атлантического периода к суббореальному периоду голоцена. В толще торфяника по образцам с 1 по 9 исследовался ботанический состав торфа. Во всех пробах он оказался древесно-низинным, однако количественное соотношение отдельных видов меняется. Так, в образцах 8 и 9, отвечающих бореальному периоду, 85% составляют растительные остатки ивы серой, сосны, ели и ольхи, 15% приходится на долю хвощей.

В средней части торфяника, соответствующей суббореальному периоду, увеличивается содержание древесных остатков сосны и ели до 85%, тогда как ива пепельная присутствует в количестве 5%, а хвощ, вахта и осоки составляют 10%. В верхах торфяника, связанного по времени образования с переходным периодом от Sb_1 к Sb_2 , преобладают остатки ольхи черной (90%), присутствуют кора и древесина сосны, березы пушистой, ивы пепельной, единично встречены осоки и хвощ.

Слой 11. На торфянике местами в виде пятен диаметром до 100—120 м залегают довольно плотные краснобурые валунные суглинки и супеси (изученные в шурфе VI), имеющие мощность до 0,5—1,0 м, а также отдельные валуны кристаллических пород диаметром до 0,5 м. Весь этот слой был принят первоначально за размытую морену. Установление голоценового возраста торфяника заставило пересмотреть эту точку зрения. По-видимому, эти отложения следует считать за размытый делювий, учитывая уклон местности в сторону торфяника. По свидетельству местных жителей, они не связаны какими-либо техногенными процессами.

Изложенные материалы позволяют сделать следующие выводы:

1. Разрез у д. Килешино значительно более полон и сложен, чем это представлялось раньше.

2. Впервые здесь зафиксированы межстадиальные отложения среднего плейстоцена.

3. Более детально были изучены микулинские отложения, в которых помимо известной ранее палинологической зоны M_4 были установлены зоны M_2 , M_3 и M_7 .

4. Был уточнен возраст той части разреза, которая непосредственно следует за климатическим оптимумом микулинского межледникового. Здесь были установлены два пика ели, разделенных похолоданием, первый из которых отвечает зоне M_7 микулинского межледникового, а второй — первой половине самостоятельного нижневалдайского («тосненского») потепления.

5. Изучение данного разреза, а также соседство с ним ряда скважин в Центральном лесном заповеднике [5] позволили установить довольно сложную картину изменения природных условий в период нижневалдайского похолодания, палеогеография которого вызывает в настоящее время наибольшее количество споров. В разрезах озерных толщ здесь выделяется три потепления различного ранга (верхневолжское, тосненское, березайское),¹ разделенных похолоданиями.

¹ Березайский межстадиал рассматривается здесь в первоначальном его стратиграфическом положении [2, 7].

6. В связи с проблемой существования калининского оледенения можно привести пример широкого развития мореноподобных делювиальных отложений, залегающих на голоценовом торфянике. Несомненно, эти процессы были распространены более значительно в период после максимума валдайского оледенения [6].

7. Наличие прослоя торфа с абсолютным возрастом ≥ 48040 лет, расположенного стратиграфически выше микулинского горизонта со спорово-пыльцевой и карпологической характеристиками, свидетельствующими о тундровых и лесотундровых условиях, подтверждает точку зрения о существовании ранневалдайского ледникового надвига. По мнению Д. Б. Малаховского и Е. А. Спиридоновой, об этом же говорит и наличие морены, залегающей между березайскими и средневалдайскими отложениями.

В отношении возраста и стратиграфического положения морены (слой 7) авторы не пришли к единому заключению. Отсутствие морены, кроющей средневалдайские отложения вблизи границы валдайского оледенения, по мнению вышеназванных авторов, может говорить о том, что по крайней мере в районе Верхней Волги она образована не верхневалдайским ледниковым надвигом, а нижневалдайским.

Х. А. Арсланов, основываясь на абсолютном возрасте образцов древесины в отложениях, заключенных в морене и имеющих возраст в пределах 39—52 тыс. лет, считает, что эта морена, по-видимому, является поздневалдайской, соответствующей максимуму оледенения. Об этом же, по его мнению, говорит и наличие горизонта песков с гравием, галькой и валунами, представляющего собой ледниковые или водно-ледниковые образования, залегающие в расчистке V над средневалдайским алевритом с абсолютным возрастом 41810 ± 600 лет. Наконец, и датировка подморенного прослоя торфа в расчистке II, составляющая ≥ 48040 лет, не исключает образования его в ранние фазы средневалдайского интервала.

Расхождения во мнениях авторов подчеркивают необходимость дальнейших исследований этого интереснейшего разреза, которые, видимо, должны заключаться в прослеживании морен с помощью бурения скважин по профилю, соединяющему между собой расчистки II—III—V, а также в поисках новых разрезов, содержащих органические остатки.

УКАЗАТЕЛЬ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Величкевич Ф. Ю. Новые данные о микулинских семенных флорах Смоленской области. — Бюл. комис. по изуч. четв. периода. М., 1978, № 48.
2. Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада европейской части СССР. Л., 1969.
3. Гитерман Р. Е., Куприна Н. П., Шанцер Е. В. О микулинском возрасте межледниковых слоев у д. Килешино (Верхняя Волга). — Бюл. комис. по изуч. четв. периода. М., 1975, № 44.
4. Заррина Е. П. Стратиграфия и геохронология позднего плейстоцена Северо-Запада европейской части СССР: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Таллин, 1971.
5. Латышева Н. М., Малаховский Д. Б., Спиридонова Е. А. Новые данные о верхнеплейстоценовых озерных отложениях и почвах Центрального лесного заповедника (Калининская область). — В кн.: История озер в плейстоцене. Тезисы IV Всесоюз. симп. по истории озер. Ин-т озероведения АН СССР. Л., 1975.
6. Козлов В. Б. О возрасте озерно-болотных отложений в разрезе Черемшник «Б» г. Ростова-Ярославского. — В кн.: История озер в плейстоцене. Тезисы IV Всесоюз. симп. по истории озер. Ин-т озероведения АН СССР. Л., 1975.
7. Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М., 1961.
8. Спиридонова Е. А. Палинологическая характеристика межстадиальных отложений валдайского оледенения на северо-западе Русской равнины, ее значение

для стратиграфии и палеогеографии: Автореф. дис. канд. географ. наук. Л., 1970.

9. Спиридонова Е. А., Заррина Е. П., Краснов И. И. Межстадиальные и стадиальные осадки ранневалдайского возраста в разрезе у д. Черменно Ярославской области. — В кн.: Северо-Запад европейской части СССР, вып. 10. Л., 1976.

10. Спиридонова Е. А. Морфологическая изменчивость пыльцы сосны — важный критерий для восстановления ландшафтов прошлого. — В кн.: Проблемы окружающей среды. Изд. ЛГУ, 1979.

11. Чеботарева Н. С. Калининская область. — В кн.: Последний ледниковый покров на северо-западе европейской части СССР. М., 1969.

12. Чеботарева Н. С., Недошивина М. А., Столярова Т. Н. Московско-валдайские (микулинские) межледниковые отложения в бассейне Верхней Волги и их значение для палеогеографии. — Бюл. комис. по изуч. четв. периода, № 26. М., 1961.

13. Чеботарева Н. С., Макарычева И. А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. М., 1974.

*Е. А. МИНИНА, Б. А. БОРИСОВ,
Л. В. КАЛУГИНА, Д. Б. МАЛАХОВСКИЙ*

СТРАТИГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА АКДЖАРСКОГО РАЗРЕЗА (Восточный Памир)

Акджарский разрез находится в юго-западной части Восточного Памира на левобережье р. Аличур около с. Акджар на абсолютной высоте около 3800 м. Он приурочен к западному склону моренного останца высотой 50—60 м (рис. 1). Впервые разрез был изучен в 1960 г. В. И. Васильевым, А. К. Трофимовым и М. М. Пахомовым. Во вскрытой разрезом толще плейстоценовых отложений, залегающих с размывом и угловым несогласием на дислоцированных породах неогена, ими были выделены две морены, разделенные пачкой озерно-аллювиальных осадков, содержащих отпечатки и остатки растений, имеющих, по заключению В. С. Корниловой [2], среднечетвертичный возраст, и богатый спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий межледниковые климатические условия [7]. Нижняя морена условно была отнесена к раннему плейстоцену. Верхнюю морену В. И. Васильев датировал поздним плейстоценом, а А. К. Трофимов [10], В. В. Лоскутов [4] и О. К. Чедия [11] считали более вероятным формирование ее во второй половине среднего плейстоцена.

Акджарский разрез благодаря наличию палеонтологически охарактеризованных осадков продолжает привлекать внимание исследователей. Однако до настоящего времени не существует единой точки зрения на возраст этих осадков. Большинство исследователей, придерживающихся мнения о среднеплейстоценовом возрасте межледниковых слоев акджарского разреза (В. В. Лоскутов, А. А. Никонов, М. М. Пахомов, А. К. Трофимов, О. К. Чедия и др.), относят подстилающую их морену к максимальному по размерам полупокровному раннеплейстоценовому тупчакскому оледенению, а верхнюю морену — к горнодолинному среднеплейстоценовому ляхшскому оледенению [12]. Л. Ф. Сидоров и О. П. Сапов [9], ссылаясь на отсутствие бесспорно среднеплейстоценовых растительных форм в межледниковых осадках акджарского разреза, считают более вероятным позднеплейстоценовый возраст последних, нижнюю морену они относят к среднему плейстоцену, а верхнюю морену с хорошо сохранившимися формами ледникового рельефа связывают с максимальной стадией позднеплейстоценового оледенения.

В результате проведенного нами изучения акджарского разреза были получены новые данные, позволившие уточнить имеющиеся представления о его геологическом строении. В основании разреза наблю-

дается горизонт ледниковых осадков, включающий две морены, разделенные пачкой галечниковых конгломератов (рис. 2). Нижняя морена видимой мощностью 8 м представлена буровато-серым валунным суглинком, плотным, песчаным, комковатым с включением большого

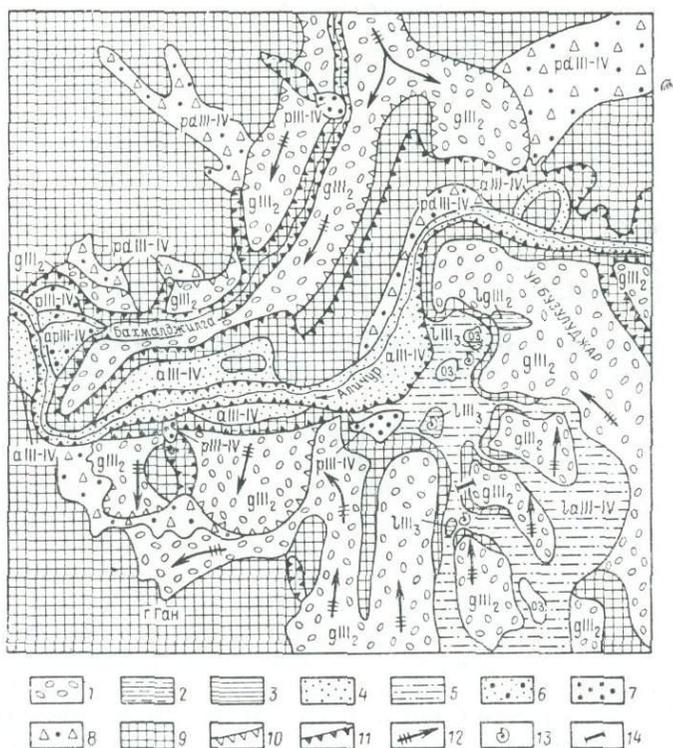


Рис. 1. Плейстоценовые отложения района акджарского разреза.

Отложения первого верхнеплейстоценового ледника: 1 — ледниковые ($g III_2$), 2 — озерно-ледниковые ($lg III_2$). Отложения второго верхнеплейстоценового межледника: 3 — озерные ($l III_3$). Верхнеплейстоценовые — современные отложения: 4 — аллювиальные ($a III-IV$), 5 — озерно-аллювиальные ($la III-IV$), 6 — аллювиально-пролювиальные ($ar III-IV$), 7 — пролювиальные ($p III-IV$), 8 — пролювиально-делювиальные ($pd III-IV$). Геоморфологические и прочие обозначения: 9 — денудационно-эрозионные склоны с прерывистым покровом гравитационных отложений; 10 — граница краевых ледниковых образований; 11 — эрозионные уступы; 12 — направления движения ледниковых языков; 13 — местонахождения фауны моллюсков; 14 — акджарский разрез.

количества гравия, гальки, валунов полимиктового состава плохой и средней окатанности. Размер валунов до 0,5—1,5 м. На ней с резкой эрозионной границей залегают серые флювиогляциальные (аллювиальные?) конгломераты мощностью 8 м, состоящие из плохой и среднеокатанной гальки размером 2—5 см, сцементированной рыхлым песчанником. В подошве конгломератов отмечается скопление гранитных валунов диаметром до 1,0 м, возможно представляющих собой фацию перлювия нижней морены. Стратиграфически выше с резкой границей залегают вторая морена мощностью 15 м, близкая по литологическому составу нижней морене. Незначительная мощность межморенных отложений, а также литологическое сходство морен свидетельствуют о принадлежности их к разным стадиям одного, скорее всего, второго среднеплейстоценового оледенения. Вероятно близкими к ним по вре-

мени образования являются денудированные и размытые морены, развитые в предгорьях Северо-Аличурского и Южно-Аличурского хребтов, в которые вложены по долинам притоков Аличура хорошо сохранившиеся позднеллейстоценовые береговые и конечные морены. Выше,

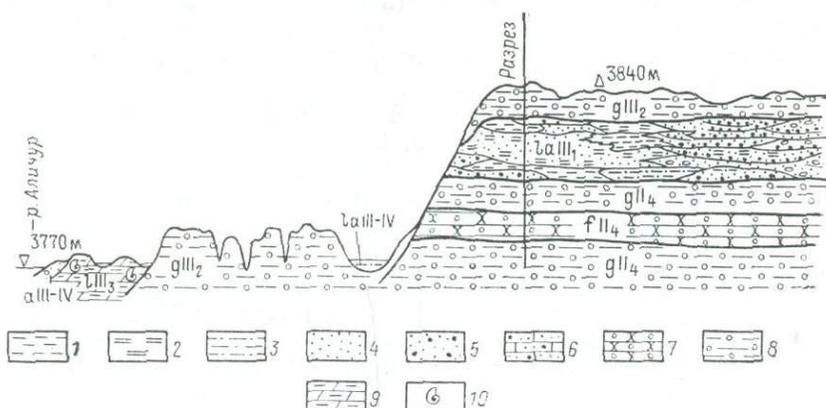


Рис. 2. Схематический геологический профиль с местоположением акджарского разреза (обн. 7431-В).

1 — суглинки, 2 — алевроиты, 3 — супеси, 4 — пески тонкозернистые, 5 — пески разнозернистые, гравелистые, 6 — песчаники разнозернистые, гравелистые, 7 — галечные конгломераты на песчаном цементе, 8 — валунные суглинки, 9 — мергели, 10 — фауна моллюсков.

с резкой границей, залегает толща озерно-аллювиальных отложений мощностью 23—25 м, имеющая следующее строение (сверху вниз):

- | | |
|--|-------|
| 1. Пески серые, среднезернистые, плохо отсортированные и окатанные с галькой, гравием и мелкими валунами | 3,5 м |
| 2. Суглинки палево-серые, светлые, плотные, угловато-обломочного сложения | 3,5 м |
| 3. Пески серые, крупнозернистые, с включением плохо окатанного гравия, сцементированные до состояния рыхлого песчаника | 1,5 м |
| 4. Переслаивание песков светло-серых, светло-палевых, тонкозернистых и алевроитов такой же окраски, горизонтально-слоистых, плитчатых, с присыпками слюды по плоскостям напластования | 4,0 м |
| 5. Пески серые, крупнозернистые, с включением плохо окатанного гравия, сцементированные до состояния рыхлого песчаника | 0,5 м |
| 6. Переслаивание песков светлой палево-серой окраски, тонкозернистых, с алевроитами палево-серыми, горизонтально-слоистыми, плитчатыми, с присыпками слюды по плоскостям напластования | 3,5 м |
| 7. Пески серые, крупнозернистые, с включением плохо окатанного гравия, сцементированные до состояния рыхлого песчаника | 0,5 м |
| 8. Переслаивание алевроитов палево-серых, горизонтально-слоистых, плитчатых с песками светло-серыми и светло-палевыми, тонкозернистыми | 2,0 м |
| 9. Пески серые, крупнозернистые, гравелистые, уплотненные | 0,8 м |
| 10. Суглинки палевые, плотные, комковатого сложения | 1,5 м |
| 11. Переслаивание песков палево-серых, мелкозернистых, с суглинками палевыми, плотными, комковатыми | 1,0 м |
| 12. Пески серые, мелкозернистые, косослоистые | 0,2 м |
| 13. Валунно-галечные отложения серовато- и буровато-желтые. Заполнитель — песок желтовато-бурый, грубозернистый, плохо отсортированный и окатанный. Размер гальки от 1—2 до 5—6 см, валунов — до 0,4 м. Степень окатанности обломков средняя, петрографический состав полимиктовый. Осадки сцементированы гидроокислами железа до состояния рыхлых конгломератов | 1,0 м |

Описанные слои по простиранию линзовидно выклиниваются, расщепляются, фациально замещаются осадками другого литологического состава.

Первое палинологическое изучение межледниковых отложений акджарского разреза было проведено М. М. Пахомовым. По его данным, в спектрах преобладает пыльца древесных пород при значительном участии пыльцы травянистых растений, представленных маревыми, полынями, эфедрой, сложноцветными, злаковыми. Среди древесных растений доминирует пыльца кедра и сосны. М. М. Пахомовым было установлено, что состав дендрофлоры акджарской межледниковой эпохи, определенной по пыльце, беднее, чем в отложениях древнейшей (кокбайской) межледниковой эпохи. К этому времени из состава лесов исчезли *Zelkova*, *Ostrya*, *Carpa* и многие другие элементы третичных лесов. Пыльцевые данные для акджарского разреза говорят о том, что здесь были развиты травянистые сообщества субальпийского пояса и находился верхний предел сосново-кедровых лесов (*Cedrus* и *Pinus* в сочетании с *Rhododendron*).

Палинологические данные, полученные нами в результате анализа образцов из двух расчисток акджарского разреза, близки к данным М. М. Пахомова. Наиболее интересными оказались результаты спорово-пыльцевого анализа образцов расчистки 74131-Б (рис. 3). Общим для всех выявленных здесь спектров является господство пыльцы дре-

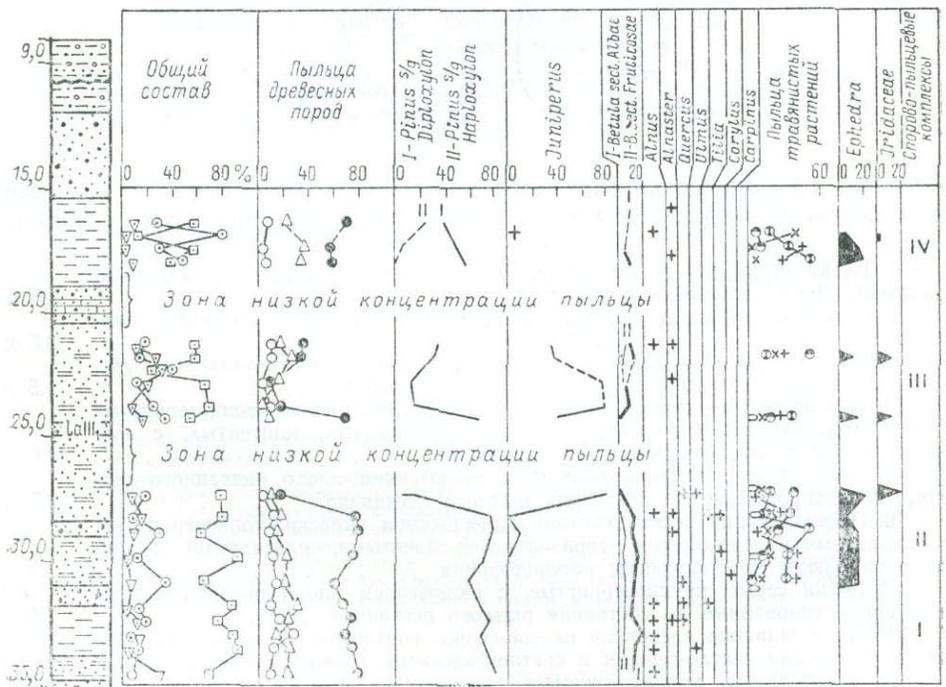


Рис. 3. Спорво-пыльцевая диаграмма отложений акджарского межледниковья. Условные обозначения см. на рис. 2.

весных пород при значительном участии травянистых растений и единичном содержании спор. По соотношению основных компонентов пыльцы и спор можно говорить о лесном типе растительности в период формирования рассматриваемой толщи. В целом палинологические данные свидетельствуют о том, что здесь были распространены хвойные елово-сосновые леса с участием березы, примесью ольхи и единичных широколиственных пород (дуба, вяза, липы, граба и лещины). На основании результатов спорво-пыльцевого анализа в ис-

следуемой толще осадков выделяются четыре комплекса, отличающиеся в основном по составу травянистых растений. В I спорово-пыльцевом комплексе травянистые растения содержатся в небольшом количестве (6—14%) и представлены преимущественно единичной пылью маревых, полыней, злаковых и разнотравья. Во II комплексе количество травянистых растений возрастает до 32%. Доминирует пыльца полыней, разнотравья при существенной роли злаковых и маревых. В составе травянистых растений III комплекса преобладают разнотравье и злаки, а количество полыней и маревых резко сокращается. Для IV комплекса характерно некоторое сокращение участия в спектрах пыльцы древесных пород за счет увеличения пыльцы травянистых и кустарничковых растений (50—81%), среди которых господствует пыльца полыней при значительном содержании разнотравья.

Сравнение с данными изучения поверхностных проб, отражающих состав современных пустынно-степных ассоциаций из полыней, маревых, эфедры, позволяет говорить о более благоприятных по сравнению с современными климатических условиях времени накопления рассматриваемой толщи. Необходимо отметить, что в исследуемой толще выделяется две зоны низкой концентрации пыльцы (интервал 19,0—21,0 м и 25,0—27,0 м), которые разделяют II—III и IV спорово-пыльцевые комплексы. Пульсирующие изменения общего состава, состава основных компонентов травянистых растений спектров, входящих в состав III и IV комплексов, дают основания предполагать о существовании межстадиальных условий в период формирования данных отложений.

Смена в разрезе палинологических комплексов свидетельствует об изменениях климатических условий, видимо, не очень значительных, поскольку они отразились лишь на составе травянистой растительности. В целом намечаются две фазы более влажного климата, соответствующие времени формирования I и III комплексов, и две более засушливые фазы, охарактеризованные II и IV спорово-пыльцевыми комплексами.

В расчистке 74131-А, расположенной в 0,7 км севернее расчистки 74131-Б, споры и пыльца были выявлены только в пяти образцах. По составу они близки к спектрам, выделенным в отложениях верхней части расчистки 74131-Б. Различие заключается в примерно равном участии пыльцы древесных и травянистых растений. Среди древесных пород несколько увеличено содержание пыльцы ели. Состав трав аналогичен IV палинологическому комплексу расчистки 74131-Б.

Отсутствие в исследованных образцах межледниковых осадков акджарского разреза пыльцы «показательных видов» для среднего и нижнего плейстоцена, а также слабая палинологическая изученность плейстоценовых отложений Восточного Памира и отсутствие эталонных разрезов затрудняют возрастную интерпретацию разреза. Имеющиеся в настоящее время палинологические данные позволяют лишь сопоставить нижнюю часть разреза (интервал 27,0—35,0 м) с данными М. М. Пахомова для акджарского межледниковья.

Выше с резкой границей залегает верхняя морена мощностью от 4—5 до 12 м, характеризующаяся холмисто-волнистой поверхностью. Ближе к р. Аличур эта морена выполняет депрессию рельефа, достигая видимой мощности 20—30 м (см. рис. 2). Представлена она серыми валунными суглинками плотного угловато-обломочного сложения с большим содержанием гравия, гальки и валунов плохой и средней степени окатанности. Размер валунов до 0,3 м. Петрографический состав обломочного материала — полимиктовый, с преобладанием гранитоидных пород. Стратиграфическое положение верхней морены

в акджарском разрезе, анализ ее геоморфологической позиции и хорошая сохранность гляциального рельефа позволяют с большей достоверностью отнести формирование рассматриваемой морены к первому позднеплейстоценовому ледниковью (раннему вюрму).

В эту эпоху западная часть Аличурской долины в районе акджарского разреза (между горами Ган и низовьем р. Шегембет) была полностью заполнена льдом, стекавшим сюда с Южно-Аличурского хребта по долинам Шегембета, Тамды, Кумды, Курука (Тагаркаты), урочищу Камарутек и смыкавшимся с Бахмалджилгинским ледником южного склона Северо-Аличурского хребта, который спускался к долине Аличура двумя языками (рис. 1). Аномально большие размеры оледенения западной части Аличурской долины по сравнению с восточной связаны с частичным перетеканием льда из крупного ледоёма, существовавшего в верховьях р. Памир и Зоркульской котловине. Транзит льда происходил по сквозным троговым долинам Южно-Аличурского хребта с относительными превышениями днищ трогов над руслом р. Памир в пределах 360—800 м. Со временем деградации ледника, занимавшего западную часть Аличурской долины, было связано образование 10-метровой толщи озерно-ледниковых светло-серых тонкослоистых алевроитов, выполняющих понижение рельефа между моренными холмами в 4 км севернее с. Акджар (см. рис. 1).

Более поздними образованиями являются осадки, отложенные в озерном бассейне, возникшем в долине р. Аличур между моренным массивом урочища Бузулуджар и подножием гор Ган в результате подпруды р. Аличур конечно-моренным комплексом Бахмалджилгинского ледника (см. рис. 1). Обнажения озерных отложений, представленных желтовато-серыми рыхлыми мергелями, приурочены к буграм мерзлотного пучения высотой от 1—2 до 6—8 м. Они содержат в большом количестве остатки водорослей и раковины моллюсков. Среди последних Н. В. Толстиковой были определены *Radix auricularia bactriana* Hutton, *R. lagotis* (Schrank), *Galba truncatula* (Müller), *Gyraulus gredleri* (Gredler), *Hippeutis complanatus* (Linne), *Bithynia tentaculata cashmirensis* Preston, *Odhneripisidium stewarti* Preston, *Pisidium ex gr. zugmayeri* Weber., *Lymnaea stagnalis turgida* Menke., *Physafontinalis* (Linne), *Planorbis sieversi tangitarensis* Geron, *Anisus spirirbis* Linne., *Pupilla muscorum asiatica* Meedff., *Madernis*, sp. n. Малакофаунистический комплекс включает виды, обитающие в пресных водоемах с большим диапазоном термальных условий (от +10 до —15°C), широко распространенных в палеоарктической области как в настоящее время, так и в прошлом, что затрудняет решение вопроса об их возрасте.

Из данной толщи в разр. 74133 методом спорово-пыльцевого анализа было изучено 12 образцов (рис. 4). Во всех образцах обнаружено большое количество пыльцы и спор хорошей сохранности. По соотношению основных компонентов выделенные спектры характеризуют пустынно-степной тип растительности. В общем составе пыльцы и спор доминирует пыльца травяно-кустарничковых растений (44—70%). Содержание пыльцы древесных пород колеблется от 10 до 30% и представлено пыльцой арчи. Постоянное участие в спектрах принимает пыльца хвойных пород (сосны, ели) и лиственных (березы и ольхи). В средней части толщи (интервал 2,0—4,5 м) постоянно присутствует пыльца ив (до 5%) и спорадически — пыльца крушины (до 3%). В составе травяно-кустарничковых растений преобладает пыльца полыней и маревых при значительном участии осоковых и разнотравья. Содержание злаковых и эфедры не превышает 5%. Содержание полыней, маревых и осоковых изменяется по разрезу. В нижней

части разреза пыльца маревых составляет 30—50%, в средней части за счет увеличения полыней сокращается до 20—40%, в верхней части разреза вновь достигает своего первоначального значения. Пыльца осоковых дает пик в верхней части разреза, достигая 20—35%. Среди споровых абсолютное господство принадлежит зеленым мхам.

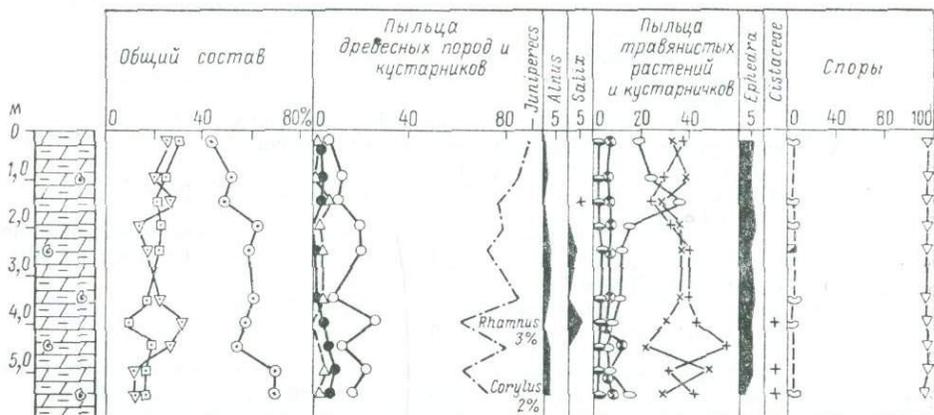


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений аличурского межледниковья.

Видимо, эти же озерные осадки были исследованы ранее М. М. Пахомовым, выделившим их в качестве стратотипа позднечетвертичного «аличурского» межледниковья. Близкими по возрасту образованиями М. М. Пахомов [6, 7] считает озерные отложения низких террас озер Кукджигит, Салангур, Кара-Куль, занимающие сходное стратиграфическое положение и охарактеризованные однотипными пустынно-степными спорово-пыльцевыми спектрами. Для образца гитии, отобранного А. А. Величко из разреза первой террасы оз. Кара-Куль, была получена радиоуглеродная датировка 27500 ± 700 лет [5]. По данным Г. Н. Бердовской [1], отложения последнего верхнеплейстоценового межледниковья установлены также в горах Внутреннего Тянь-Шаня во впадине оз. Чатыркель, имеющей близкое с районом разреза Акджар гипсометрическое положение и климатические условия. Эти отложения с радиоуглеродными датировками 20220 ± 500 , 21500 ± 400 лет представлены озерными суглинками, охарактеризованными степными и полупустынными спорово-пыльцевыми спектрами, свидетельствующими о существовании здесь в это время более теплого и влажного климата по сравнению с современным.

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать вывод о позднеплейстоценовом возрасте межледниковых отложений акджарского разреза. Подстилающие их ледниковые осадки относятся, скорее всего, к среднему плейстоцену, а верхняя морена с хорошо сохранившимся гляциальным рельефом имеет, несомненно, позднечетвертичный возраст. Последний вывод подтверждается также результатами работ Транспамирской экспедиции 1977 г., организованной отделом гляциологии Института географии АН СССР [3].

УКАЗАТЕЛЬ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бердовская Г. Н. Палинологическая характеристика верхнеплейстоценовых отложений оз. Чатыркель. — Изв. ВГО, 1978, вып. 2.
2. Васильев В. И. Стратиграфия четвертичных отложений Таджикистана. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962.

3. Котляков В. М., Кренке А. Н., Гросвальд М. Г. Новый взгляд на современное и древнее оледенение Памира и Гиссаро-Алая. — Изв. АН СССР, № 5, 1978.
4. Лоскутов В. В. Геоморфология Таджикистана. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962.
5. Никонов А. А., Пахомов М. М., Шульга Г. М. Новые данные по палеогеографии Каракульской котловины на Памире. — ДАН СССР, 1979, т. 244, № 1.
6. Пахомов М. М. К палеогеографии четвертичного периода на Восточном Памире. — ДАН СССР, 1961, т. 141, № 5.
7. Пахомов М. М. Первые результаты спорово-пыльцевых исследований кайнозойских отложений на Памире. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962.
8. Пахомов М. М. Изменение структуры растительного покрова гор востока Средней Азии как биостратиграфическая основа расчленения плейстоцена. — В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М., 1973.
9. Сидоров Л. Ф., Сапов О. П. К четвертичной истории рельефа в бассейне оз. Яшилккуль на Памире. — Изв. ВГО, 1965, вып. 6.
10. Трофимов А. К. О возрасте и истории развития древних оледенений Западного и Юго-Восточного Памира. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962.
11. Чедия О. К. История геологического развития Таджикистана в кайнозое. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1965.
12. Чедия О. К., Трофимов А. К. Характер четвертичного оледенения гор юга Средней Азии. — Тезисы доклада III Всесоюз. гляциол. симпозиума. Фрунзе, 1965.

И. Ф. ГЕЛЕТА, Е. А. СПИРИДОНОВА

ОПЫТ ВОССТАНОВЛЕНИЯ КЛИМАТА ГОЛОЦЕНА ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИИ МЕТОДАМИ МНОГОМЕРНОГО СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

В последние годы при изучении четвертичных отложений и восстановлении палеогеографической обстановки прошлых геологических эпох все чаще применяется палинологический анализ. Этот метод дает возможность проследить последовательные и очень постепенные изменения географической среды в течение длительных периодов времени. При наличии большого количества изученных разрезов спорово-пыльцевой анализ позволяет судить не только об изменении палеогеографических условий, но и об их направленности на значительных территориях. Универсальность палинологического метода связана в первую очередь с тем, что состав спорово-пыльцевых спектров является по существу очень тонким индикатором изменения природных явлений. Вот почему данные по ископаемой пыльце всеми исследователями-палеогеографами рассматриваются как надежный источник информации о климате и растительности прошлого. Чаще всего количественный состав палинологических спектров используется для получения качественной характеристики климата, тогда как отдельные его показатели восстанавливаются на основании ареалогических данных [4, 22].

Для более глубокого изучения динамики и ритмики природных процессов необходим комплексный подход к этой проблеме с привлечением методов математической статистики наряду с традиционными ботаническими исследованиями. По-видимому, только применение количественных оценок всего природного комплекса позволит перейти от описательных методов изучения географической среды к более точным и объективным характеристикам, выясняющим сущность взаимодействия различных природных процессов и явлений.

В палинологии математические методы исследования помогают решать очень важные вопросы, связанные с выяснением общих зако-

номерностей формирования спорово-пыльцевых спектров, механизма транспортировки пыльцы и спор, а также соответствия палинологических спектров характеру современной растительности [5, 13, 14, 15, 16, 18, 19, 21]. В 1972 г. появилась работа Т. Уэбба и Р. Брайсона [23], в которой делается попытка непосредственного перевода данных палинологического анализа в количественные оценки климатических показателей прошлого при помощи многомерного статистического анализа. Авторами другой статьи [1, 10] для восстановления палеоклиматических условий применялись законы теории вероятностей. Так, удалось рассчитать среднюю температуру января и июля, а также влажность воздуха. Подобные расчеты были выполнены для спорово-пыльцевых комплексов надпойменной террасы р. Алдана [3]. В. А. Климамовым [6, 7] при определении основных параметров климата голоцена и плейстоцена Русской равнины использовался информационный анализ. С помощью этого метода были выделены вероятностные характеристики соответствия содержания пыльцы древесных пород в спектре и климатических характеристик, была установлена связь между процентным содержанием пыльцы в спектре и пыльцой данной древесной породы с климатическими показателями. Палеоклиматические реконструкции производились по таблицам связи между пыльцой каждой древесной породы и общего состава пыльцы и спор с климатическими характеристиками (средняя температура года, июля, января, средняя годовая сумма осадков).

Для проведения работ в этом направлении по палинологическим материалам Северо-Запада европейской части СССР был выбран такой отрезок времени четвертичной истории (голоцен), который лучше всего изучен, наиболее близок к нам и для которого принцип актуализма наиболее приемлем. Однако при моделировании природной обстановки голоцена был взят временной интервал от бореала до наших дней. Более ранние периоды голоцена в этой работе не рассматриваются, поскольку доминирующая роль бореальной растительности и становление современных геоботанических провинций на Северо-Западе Русской равнины началось только с бореального периода, когда перигляциальные сообщества перестали существовать [8, 9].

Основное внимание при статистической обработке материалов уделялось таким периодам голоцена, как бореальный, суббореальный и субатлантический. Подобные палеоклиматические реконструкции, основанные только на анализе количественного состава палинологических спектров, весьма затруднительны, поскольку в это время постоянно доминировали одни и те же древесные породы — сосна и ель. Однако именно здесь при послойном изучении осадков можно было надеяться на получение различных количественных характеристик палеоклимата, что, в свою очередь, обеспечивало возможность выявления даже самых незначительных изменений условий внешней среды. Последнее, безусловно, существенно расширяет возможности применения традиционного палинологического анализа.

В процессе исследования статистической обработке подверглось 106 поверхностных проб озерных и болотных отложений из 50 точек наблюдений. В качестве ископаемого материала были использованы результаты палинологического анализа по 10 разрезам. Местоположение точек наблюдений и скважин показано на рис. 1.¹

¹ Авторы выражают глубокую благодарность Г. Н. Бердовской, Г. И. Клейменовой, Е. С. Малясовой и В. И. Хомутовой за предоставление неопубликованных материалов по поверхностным пробам озерных и болотных отложений различных районов Северо-Запада европейской части СССР.

При интерпретации спорово-пыльцевых данных учитывался весь состав спектров, хотя предпочтение было отдано доминантным видам по каждой группе, поскольку некоторые формы присутствуют в очень малом количестве или непостоянно. При составлении программы первоначально были использованы следующие элементы палинологических спектров: общее количество пыльцы древесных пород, трав и спор; *Picea*, *Pinus*, *Alnus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Salix*, *Betula* sec. *Albae*, *B.* sec. *Fruticosae*, *B. nana*, *Corylus*, *Cyperaceae*, *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Ericaceae*, *Bryales*, *Sphagnum*, *Polypodiaceae*. Однако в окончательном варианте для лучшего выявления изменений внешней среды некоторые компоненты спектров были объединены. Так, пыльца *Betula* sect. *Fruticosae* рассматривалась вместе с *Betula* sect. *Albae*, пыльца семейства *Cyperaceae* — с семейством *Gramineae* и пыльца рода *Artemisia* была сгруппирована с семейством *Chenopodiaceae*.

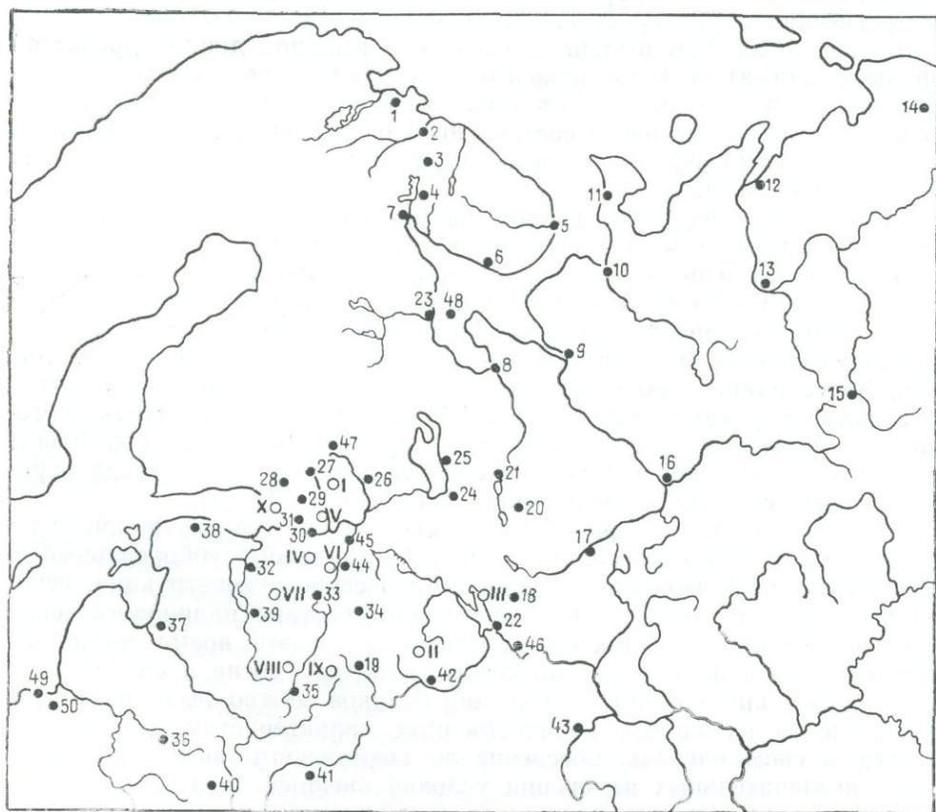


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов и пунктов отбора поверхностных проб.

Разрезы: I — озеро Лопата на Карельском перешейке; II — Старосельский мох, Центрально-Лесной заповедник; III — Большой мох, Дарвинский заповедник, материалы Л. В. Калугиной; IV — Усть-Тосненский торфяник близ пос. Колпино; V — скв. у ст. Песочная Ленинградской обл., материалы Г. И. Клейменовой; VI — Лахтинское болото у ст. Лахта, материалы Г. И. Клейменовой; VII — оз. Великое, Псковской обл., материалы Е. С. Малясовой; VIII — болото Кулево у г. Великие Луки; IX — Гальский мох у г. Великие Луки; X — оз. Вишневское на Карельском перешейке, Скв. жины — 1.

По абсолютным величинам коэффициентов парной корреляции для дальнейшего рассмотрения можно было бы оставить группу споровых. Однако участие их в спектрах бореального типа, как правило, в значительной степени связано с локальными условиями, поэтому они

были исключены из списка независимых переменных. Таким образом, в окончательный вариант программы вошли такие компоненты палинологических спектров, как *Picea*, *Pinus*, *Alnus*, *Betula sect. Albae* + *B. sect. Fruticosae*, *Betula nana*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Salix*, *Corylus*, *Cyperaceae* + *Gramineae*, *Chenopodiaceae* + *Artemisia*.

В качестве основных климатических показателей были выбраны—среднегодовое годовое количество осадков за год в мм, продолжительность вегетационного периода, июльская температура воздуха, сумма температур воздуха более 5° и 10°, запас воды в снеге и индекс увлажнения. Как нам казалось, эти факторы более всего оказывают влияние на характер изменения растительности и в целом на географическую среду, обеспечивая ее тепловой и водный баланс. Изменчивость этих характеристик и их средние значения для рассматриваемых пунктов представлены в табл. 1. Значения климатических показателей для каждого пункта отбора поверхностных проб были получены по климатическим справочникам.

Для восстановления климата голоцена применен метод линейных преобразований [2]. В качестве иллюстрации возможности применения канонических корреляций для восстановления климатических характеристик была применена программа, составленная нами на языке АЛГОЛ-60, в системе БЭСМ-АЛГОЛ для машины БЭСМ-6. При получении линейных операторов, преобразующих палинологические данные в климатические показатели, были использованы две выборки. Результаты изучения по 50 поверхностным пробам и составили эти две совокупности, различающиеся только значениями состава спорово-пыльцевых спектров по 20 параллельным образцам всех 50 проб. Рассмотрение матриц корреляций для этих двух выборок показывает, что коэффициенты их парной корреляции существенно не отличаются между собой, хотя и имеются незначительные различия в характеристике состава спектров.

Одна из совокупностей пыльцевых данных служила в качестве «обучающей» последовательности. По ней были определены канонические переменные, и матрица от них составлена по алгоритму, изложенному в работе Н. П. Смирнова и В. Л. Скляренко [12]. Несмотря на предусмотренную возможность исключения из рассмотрения канонических переменных, при значении коэффициента корреляций между ними 0, 10, в нашем случае все переменные вошли в расчет, так как их вычисленные коэффициенты корреляции оказались выше 0,10. Затем данные по составу пыльцы для второй выборки подверглись центрированию и нормированию по величинам, полученным по первой выборке. В результате умножения нормированных данных на матрицу преобразования получены климатические показатели, сравнение которых с действительными приводит к выводу о том, что термические условия и индекс увлажнения лучше отражаются современным составом

Таблица 1

Средние значения и оценки стандартных отклонений климатических характеристик, принятых к анализу пунктов

Климатические параметры	Средние значения	Оценки стандартов
Среднеиюльская температура, °С	15,8	2,13
Осадки, мм	358	54,1
Продолжительность вегетационного периода, сут.	141	25,8
Количество твердых осадков, мм	124	49,5
Индекс увлажнения	2,3	0,4
Сумма температур		
>5 °С	1867	495
>10 °С	1503	514

Кросс-корреляционная матрица климатических и пылевых характеристик

Климатические характеристики	Picea	Pinus	Alnus	Betula			Ulmus	Tilia	Salix	Corylus	Cyperaceae + Gramineae	Chenopodiaceae + Artemisia
				sec. Albes sec. Fruticosae	B. nana							
Сумма годовых осадков	0,114	0,082	0,381	0,120	-0,544	0,211	0,251	0,137	0,149	-0,025	-0,354	
Сумма твердых осадков	0,032	0,010	-0,292	0,029	0,097	-0,397	-0,406	-0,090	-0,354	-0,112	-0,106	
Продолжительность вегетационного периода	0,229	0,160	0,589	0,031	-0,390	0,337	0,354	0,013	0,269	-0,280	-0,191	
Среднегодовая температура	0,219	0,201	0,587	0,054	-0,547	0,424	0,343	0,252	0,265	-0,259	-0,243	
Сумма температур > 5 °С	0,156	0,166	0,554	0,082	-0,459	0,504	0,401	0,168	0,337	-0,235	-0,198	
Сумма температур > 10 °С	0,164	0,185	0,543	0,070	-0,523	0,507	0,390	0,181	0,319	-0,216	0,229	
Индекс увлажнения	0,132	0,162	0,514	0,176	-0,536	0,403	0,309	0,214	0,186	-0,318	-0,315	

вом пыли и спор, чем запас воды в снеге и сумма атмосферных осадков.

При составлении матрицы преобразования данных пылевого анализа в климатические характеристики был применен метод многомерной регрессии, а для просеивания предикторов использована процедура полного перебора всех возможных сочетаний предикторов при максимальном их числе, не превышающем 12, поскольку в окончательный вариант программы вошло именно это количество компонентов спорово-пылевого спектра.

Для каждой из климатических характеристик отбирались одни и те же пылевые показатели. Предварительный отбор признаков производился по кросс-корреляционной матрице, составленной из двух упомянутых выше выборок. Критерием отбора признаков служил коэффициент парной корреляции между климатическими и пылевыми данными. Кросс-корреляционная матрица принятых к дальнейшему анализу признаков и климатических характеристик представлена в табл. 2.

Как видно из данных таблицы, пылевые показатели за исключением берез *B. sect. Albae* и *B. sect. Fruticosae* характеризуются довольно значимыми коэффициентами парной корреляции почти со всеми климатическими переменными.

В принятой процедуре полного перебора для отыскания наилучшего набора признаков использовался коэффициент множественной корреляции. Наилучшим принималось сочетание признаков, которое приводило к наибольшему значению коэффициента множественной корреляции (R) при различном числе признаков. Другие показатели точности уравнения регрессии: ошибка множественного коэффициента корреляции (S_R) и доля остаточного отклонения от уравнения регрессии (δ_S) вычислялись на каждом шаге программы для наилучшего сочетания признаков по формулам

$$S_R = \frac{1 - R^2}{\sqrt{n - m - 1}}$$

$$\delta_S = \sqrt{\frac{\sum (y_i - \hat{y}_i)^2}{(n - m - 1) S^2}}$$

где n — число наблюдений; m — число независимых (палинологических) переменных; S — оценка дисперсии зависимых (климатических) переменных, Y — значение зависимой переменной, вычисленной по уравнению регрессии.

Для оценки веса каждого из включенных в анализ пылевых показателей вычислялись их вклады (Δ_j) по формуле, рекомендуемой Г. А. Алексеевым [2]:

$$\Delta_j = \frac{|r_j \alpha_j|}{\sum_{j=1}^m |r_j \alpha_j|},$$

r_j — коэффициент парной корреляции между зависимой и j -й независимой переменными, α_j — коэффициент уравнения многомерной регрессии для нормированных переменных при j -й независимой переменной. В качестве примера приведена табл. 3, где показаны вклады принятых для анализа независимых (палинологических) переменных в отношении суммы температур более 5° , вычисленные на каждом из 12 шагов.

Интересным представляется проследить изменение роли различных компонентов спектров в зависимости от их числа. Так, при числе признаков компонентов до трех наибольшим вкладом в уравнение регрессии обладает *Alnus*, и лишь затем *Quercus*. Однако в дальнейшем они меняются местами — основным признаком становится *Quercus*, а затем только *Alnus*. Подобные ситуации возникают и на последующих шагах для других компонентов. Отмеченные моменты являются лишним подтверждением неоднозначности определения роли различных признаков по ограниченной выборке.

Определение роли различных признаков по другим показателям, например по коэффициентам частной корреляции, также могут приводить к различным решениям в зависимости от числа и набора признаков. В табл. 4 представлены результаты определения значимости использованных признаков палинологического анализа для различных климатических показателей.

Анализируя данные, приведенные в табл. 4, видно, что только в отношении наиболее существенных признаков для каждого из климатических показателей оценка их значимости по каждому из критериев примерно одинакова или отличается на одну-две единицы; для незначительных по вкладу признаков оценки их роли могут существенно различаться между собой. Тем не менее можно заметить, что пыльца *Betula* папа связана значительной обратной зависимостью с суммой атмосферных осадков и с индексом увлажнения. Сравнительно высокой прямой зависимостью с термическими условиями обладает количество пыльцы *Quercus*. Среднегодовую температуру, так же как и продолжительность вегетационного периода, хорошо индицирует пыльца *Alnus*.

Нами оптимальное сочетание признаков и их число определялись по рассчитанной в пределах обучающей выборки доле остаточного отклонения по уравнению регрессии. Для принятых к рассмотрению климатических показателей оптимальное число признаков изменялось от шести (для запаса воды в снеге) до девяти (для среднегодовой температуры). Затем по оптимальным сочетаниям признаков составлялась матрица преобразования палинологических данных в климатические показатели, каждый элемент которой представляется коэффициентом уравнения регрессии для соответствующей характеристики. Для не вошедших в оптимальный набор признаков коэффициенты приняты равными 0. Коэффициенты преобразования приведены во второй

Величины вкладов (числитель) и частные коэффициенты корреляции (знаменатель) в тысячных долях единицы для наилучшего набора из разного числа признаков-предсказателей

Признаки-компоненты палинологических спектров	Число признаков											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1. Picea						$\frac{65}{408}$	$\frac{49}{322}$	$\frac{51}{328}$	$\frac{47}{335}$	$\frac{49}{341}$	$\frac{48}{340}$	$\frac{53}{271}$
2. Pinus						$\frac{87}{451}$	$\frac{60}{312}$	$\frac{64}{315}$	$\frac{55}{316}$	$\frac{59}{318}$	$\frac{56}{298}$	$\frac{65}{216}$
3. Alnus	$\frac{1000}{554}$	$\frac{558}{543}$	$\frac{401}{511}$	$\frac{291}{452}$	$\frac{258}{436}$	$\frac{323}{549}$	$\frac{280}{505}$	$\frac{23}{507}$	$\frac{250}{507}$	$\frac{245}{509}$	$\frac{240}{498}$	$\frac{244}{472}$
4. Betula sec. Albae Betula sec. Fruticosae						$\frac{47}{474}$	$\frac{39}{422}$	$\frac{40}{424}$	$\frac{37}{438}$	$\frac{38}{440}$	$\frac{37}{426}$	$\frac{40}{322}$
5. Betula nana			$\frac{252}{-414}$	$\frac{208}{-415}$	$\frac{195}{-422}$		$\frac{414}{-257}$	$\frac{112}{-259}$	$\frac{98}{-247}$	$\frac{96}{-250}$	$\frac{96}{-254}$	$\frac{86}{-198}$
6. Quercus		$\frac{442}{492}$	$\frac{346}{499}$	$\frac{326}{550}$	$\frac{322}{577}$	$\frac{332}{609}$	$\frac{314}{612}$	$\frac{310}{614}$	$\frac{294}{569}$	$\frac{290}{572}$	$\frac{278}{522}$	$\frac{271}{520}$
7. Ulmus									$\frac{48}{-129}$	$\frac{46}{-117}$	$\frac{45}{-125}$	$\frac{40}{-109}$
8. Tilia				$\frac{175}{397}$	$\frac{175}{405}$	$\frac{147}{381}$	$\frac{143}{393}$	$\frac{138}{390}$	$\frac{149}{409}$	$\frac{144}{407}$	$\frac{148}{411}$	$\frac{139}{389}$
9. Salix									$\frac{22}{126}$	$\frac{22}{130}$	$\frac{23}{136}$	$\frac{21}{124}$
10. Corylus											$\frac{17}{65}$	$\frac{15}{59}$
11. Cyperaceae + Gramineae					$\frac{61}{-281}$							$\frac{12}{43}$
12. Chenopodiaceae + Artemista								$\frac{12}{23}$		$\frac{11}{74}$	$\frac{11}{74}$	$\frac{14}{85}$

строке каждой клетки табл. 5. В этой же таблице приведены характеристики уравнения регрессии для оптимального набора признаков (во второй колонке) и распределение мест признаков для их оптимального сочетания (первая строка клеток); звездочкой отмечены признаки, характеризующиеся отрицательными коэффициентами частной корреляции с климатическими показателями. Анализируя данные табл. 5, можно заметить, что пыльца *Alnus*, *Quercus* и *Tilia* является достаточно хорошими индикаторами гидротермических условий.

Таблица 4

Оценка роли различных признаков-предсказателей для ряда климатических характеристик по данным поверхностных проб

Климатические показатели	Информативность признака**	Ріса	Pinus	Alnus	Betula sect. Albe + B. sect. Fruticosae	Betula nana	Quercus	Ulmus	Tilia	Salix	Corylus	Cyperaceae + Gramineae	Chenopodiaceae + Artemisia
		1	2	3	4	5	7	7	8	9	10	11	12
Сумма годовых осадков	1	8	4	2	6	1	8	6	5	10	11	6	3
	2	9	12	2	5	1	6	7	4	8	11	10	3
	3	10	12	3*	5	1*	7	9	4	8	11	6	2*
Сумма твердых** осадков	1				6		2	7	1	7	3	5	4
	2				5		2	4	1	8	3	7	6
	3				8*		2*	6	1	7*	3*	5*	4*
Продолжительность вегетационного периода	1	3	4	1	4	5	3	7	6	8	12	8	9
	2	3	4	1	8	7	2	9	5	12	11	6	10
	3	2	5	1	4	9*	3	11*	6	7*	12	8	10
Среднеиюльская температура	1	6	6	1	6	2	3	5	5	8	12	4	11
	2	5	6	1	9	2	3	8	4	7	12	10	11
	3	4	6	1	3	8*	2	9*	5	7	12	11	10
Сумма температур > 5 °С	1	6	6	1	6	3	2	9	4	9	11	5	8
	2	6	5	2	8	4	1	7	3	9	10	12	11
	3	5	6	2	4	7*	1	9*	3	8	11	12	10
Сумма температур > 10 °С	1	7	7	1	5	2	2	9	4	8	10	5	11
	2	6	5	2	7	3	1	7	4	8	10	11	12
	3	6	7	2	4	5*	1	9*	3	8	12	11	10
Индекс увлажнения	1	11	11	2	5	1	4	3	6	8	9	4	7
	2	12	9	2	4	1	3	7	5	11	10	6	8
	3	11	9	1	4	2*	3	10	5	12	7*	8*	6*

* Отмечены показатели, характеризующиеся обратной величиной коэффициента частной корреляции.

** Приведены данные только для 8 признаков, поскольку уже на восьмом шаге получено наилучшее сочетание из 12 признаков-предсказателей.

*** Информативность признака: 1 — номер шага, в котором появился данный признак; 2 — величина его вклада в полном наборе из 12 признаков; 3 — абсолютная величина коэффициента частной корреляции.

Используя матрицу преобразования, элементы которой приведены в табл. 5, производилась ретроспекция (восстановление) ряда климатических характеристик по следующему выражению: $Y=AX$, где Y — матрица климатических показателей в отклонениях от среднего по обучающей выборке, размером $7 \times n$; n — число наблюдений; A — матрица преобразования размером 7×12 ; X — матрица палинологических данных, в отклонениях от среднего, составленная по данным поверхностных проб, размером $12 \times n$.

Для оценки точности восстановления климатических характеристик были использованы 11 точек, которые не вошли в обучающую выборку и которые представлены третьими повторностями определения

Таблица 5

Характеристика матрицы преобразования пыльцевых данных в климатические величины

Климатические показатели	R** σ	Picea	Pinus	Alnus	Betula sect. Albae + B. sect. Fruticosae	Betula nana	Quercus	Ulmus	Tilia	Salix	Corylus	Cyperaceae + Gramineae	Chenopodia- ceae + Artemi- sia
Сумма годовых осадков	0,690			2	6	1*	7	6	4			8	3*
	0,791			299	77,8	-317	417	502	2029			70,4	-547
Сумма твердых осадков	0,663			4*			2*		1*		3*	6*	5*
	0,800			-124			-1857		-6184		-2448	-89,4	-396
Продолжительность ве- гетационного периода	0,770	3	5	1	7		2	6*	4				
	0,689	97,2	46,9	330	67,0		992	-296	1380				
Среднеиюльская темпе- ратура	0,861	5	6	1	9	2*	3	8*	4	7			
	0,563	6,29	3,60	22,9	6,0	-6,9	80,9	-28,7	136	59,0			
Сумма температур > > 5 °C	0,839	6	5	2	7	4*	1		3				
	0,588	1080	673	4450	1320	-1200	27300		3 000				
Сумма температур > > 10 °C	0,851	6	5	2	7	3*	1		4				
	0,567	1050	634	4300	1290	-1850	28200		37000				
Индекс увлажнения	0,826			2	7	1*	3		5	8		4*	6*
	0,617			2,74	0,08	-2,12	14,5		24,8	6,04		-1,09	-2,42

* Признаки, характеризующиеся отрицательными коэффициентами частной корреляции с климатическими показателями.
 ** R — коэффициенты уравнения регрессии; σ — доля остаточного отклонения.

состава пыльцы поверхностных проб, использованных в обучающей выборке. Из 11 рассчитанных характеристик, отклонение которых не превосходит оценки стандарта, наибольшей точностью восстановления климата обладают показатели суммы температур более 5°C и более 10°C, где прослеживается 9—10 удовлетворительных расчетов из 11. Такие климатические показатели, как среднеиюльская температура, продолжительность вегетационного периода, количество твердых осадков и индекс увлажнения характеризуются 8 удовлетворительными расчетами из тех же 11. Наименьшее количество удовлетворительных расчетов отмечается при получении данных по сумме годового количества осадков [6 из 11].

Таким образом, можно ожидать, что восстановленные данные будут характеризоваться этой же точностью. Необходимо отметить, что программа расчета восстановленных характеристик не допускает экстраполяцию рассчитанных величин за пределы $Y \pm 3$, так как характер изменения величин за этими пределами может быть совершенно иным. Такая закономерность в большинстве случаев отмечается для оптимума голоцена почти по всем климатическим показателям. В этих случаях можно лишь отметить тенденцию изменения величин. Все эти расчеты были необходимы для получения количественных характеристик климата голоцена Северо-Запада, начиная с бореального периода.

Деление голоцена на зоны производилось по схеме Блитта—Сернандера с некоторыми добавлениями, связанными с более дробным датированием отдельных интервалов. Нижняя граница бореального периода определяется нами в 9600 лет. Данные палинологического анализа позволяют в пределах этого интервала выделить две палинологические зоны с господством березы и сосны (B_1) и сосны с единичным участием пыльцы широколиственных пород (B_2).

В спорово-пыльцевых спектрах первой половины бореального периода (B_1) по всем изученным разрезам абсолютно господствует пыльца древесных пород, составляя 70—90%. Среди древесных в большинстве разрезов преобладает пыльца берез, второе место по обилию принадлежит сосне, роль которой особенно возрастает в спорово-пыльцевых спектрах Валдайской возвышенности и Карельского перешейка. Участие пыльцы ели и ольхи колеблется от 5 до 20%. Спорадически в виде единичных зерен определена пыльца дуба, вяза и лещины. Состав пыльцы травянистых растений довольно беден в видовом отношении и представлен в основном пылью осок, злаков, мезофильного разнотравья (*Rosaceae*, cf. *Filipendula*, *Caryophyllaceae*, *Umbelliferae*, *Polygonum bistorta* L., различными видами *Compositae*) и иногда пылью водных растений. Среди спор господствуют папоротники, значительно участие зеленых и сфагновых мхов, часто в небольшом количестве (1—2%) присутствуют споры лесных видов плаунов (*L. clavatum* L., *L. complanatum* L., *L. selago*) и очень редко *Selaginella selaginoides* и *Botrychium* sp.

Вторая половина бореального периода (B_2) характеризуется несколько иным составом спорово-пыльцевых спектров. Так, по существу во всех изученных разрезах начинает абсолютно преобладать пыльца сосны, хотя процентное участие ее меняется от разреза к разрезу. В спорово-пыльцевых спектрах этого времени в пределах Валдайской и Лужской возвышенностей, а также Карельского перешейка присутствие пыльцы других древесных пород — берез, ольхи, ели — составляет в сумме не более 30%, тогда как в спектрах Приневской и Ильмень-Волховской низин, а также Псковско-Чудской впадины значительно выше примесь пыльцы других пород и в первую очередь березы,

содержание которой иногда колеблется от 40 до 50%. Отмечается постоянное участие пыльцы широколиственных пород, значение которой в более южных разрезах возрастает до 5—7%. Пыльца травянистых, также как и в предыдущий период, зарегистрирована единичными пыльцевыми зернами осок, злаков и мезофильного разнотравья. Среди споровых несложно возрастает участие папоротников и зеленых мхов, тогда как *Selaginella selaginoides* в спектрах отсутствует.

Таким образом, с бореальным периодом голоцена на территории Северо-Запада европейской части СССР связано развитие сомкнутых лесных сообществ. Раньше всего перестройка растительного покрова произошла на юге территории, включая Валдайскую возвышенность, Ильмень-Волховскую низину и Псковско-Чудскую впадину. По данным абсолютного датирования уже 8900 лет назад лесообразующая роль сосны здесь была значительна. Несколько позднее она расселилась на Лужской возвышенности и только 7790 лет назад ее позиции укрепились и в пределах Приневской впадины. Сосна становится основной лесообразующей породой на большей части территории. На Карельском перешейке, на Валдайской и Лужской возвышенностях развивались сомкнутые сосновые леса таежного типа. В пределах низин, а также по долинам рек и берегам озер наряду с сосной возрастала роль березы и ольхи. Бесспорно, в состав лесов того времени входили также широколиственные породы, как дуб, вяз, липа, лещина. Значение их в древостое особенно увеличивалось на юге территории.

Граница между бореальным и атлантическим периодами проводится около 8000 лет, а между атлантическим и суббореальным — от 4700 до 5000 лет. Этот диапазон времени, связанный с оптимумом голоцена, достаточно отчетливо фиксируется палинологическими данными, однако более дробное деление атлантического периода в работе не проводилось, так как кульминация различных пород широколиственного леса носит асинхронный характер и скорее связана с локальными особенностями спектров. В процессе выполнения настоящей работы выяснилось, что почти по всем разрезам, за исключением самых северных, рассчитанные величины всех климатических параметров превышали значения $Y \pm 3$ (см. с. 61), что позволило лишь наметить тенденцию изменения этих величин. В дальнейшем при наличии данных по поверхностным пробам более южных, а возможно, и более западных районов СССР можно будет получить сравнимую информацию по этому периоду голоцена.

Следующий, суббореальный, период подробно изучен палинологически, и в настоящее время возможно выделение трех палинологических зон по господству ели с широколиственными породами (Sb_1), сосны с широколиственными (Sb_2) и ели (Sb_3). Верхняя граница суббореального периода определяется в 2500 лет.

Это также достаточно сложный этап в развитии климата и растительности исследованной территории. С этим периодом связаны три разнородных климатических интервала: раннесуббореальное похолодание Sb_1 (4200—4600 лет назад), среднесуббореальное потепление Sb_2 (3400—4200 лет назад) и позднесуббореальное похолодание Sb_3 (2500—3400 лет назад). Рамки интервалов в абсолютном летоисчислении даны по Н. А. Хотинскому [17]. Во всех изученных разрезах в общем составе спорово-пыльцевых спектров начала суббореального периода (Sb_1) безраздельно господствует пыльца древесных пород, составляя 80—90%. Пыльца трав и споры содержатся в очень небольшом количестве. Среди пыльцы древесных пород доминирует ель, содержание которой колеблется от 40% в пределах Карельского перешейка и крупных низин Ильмень-Волховской, Псковско-Чудской, При-

невской до 60—70% на Валдайской и Вепсовской возвышенностях. Пыльца сосны является вторым компонентом спектров, хотя содержание ее не поднимается выше 30%. На долю берез и ольхи приходится не более 10—15%. Пыльца широколиственных пород дуба, вяза, липы и лещины присутствует постоянно от единичных зерен в спектре северных разрезов до 4—5% по большинству разрезов. Среди пыльцы травянистых растений преобладают осоки и злаки, а из разнотравья различные виды семейств *Caryophyllaceae*, *Compositae*, *Umbelliferae*, еще реже в виде единичных зерен встречается пыльца водных и прибрежно-водных растений. Роль споровых также невелика, попеременно господствуют зеленые, сфагновые мхи или папоротники.

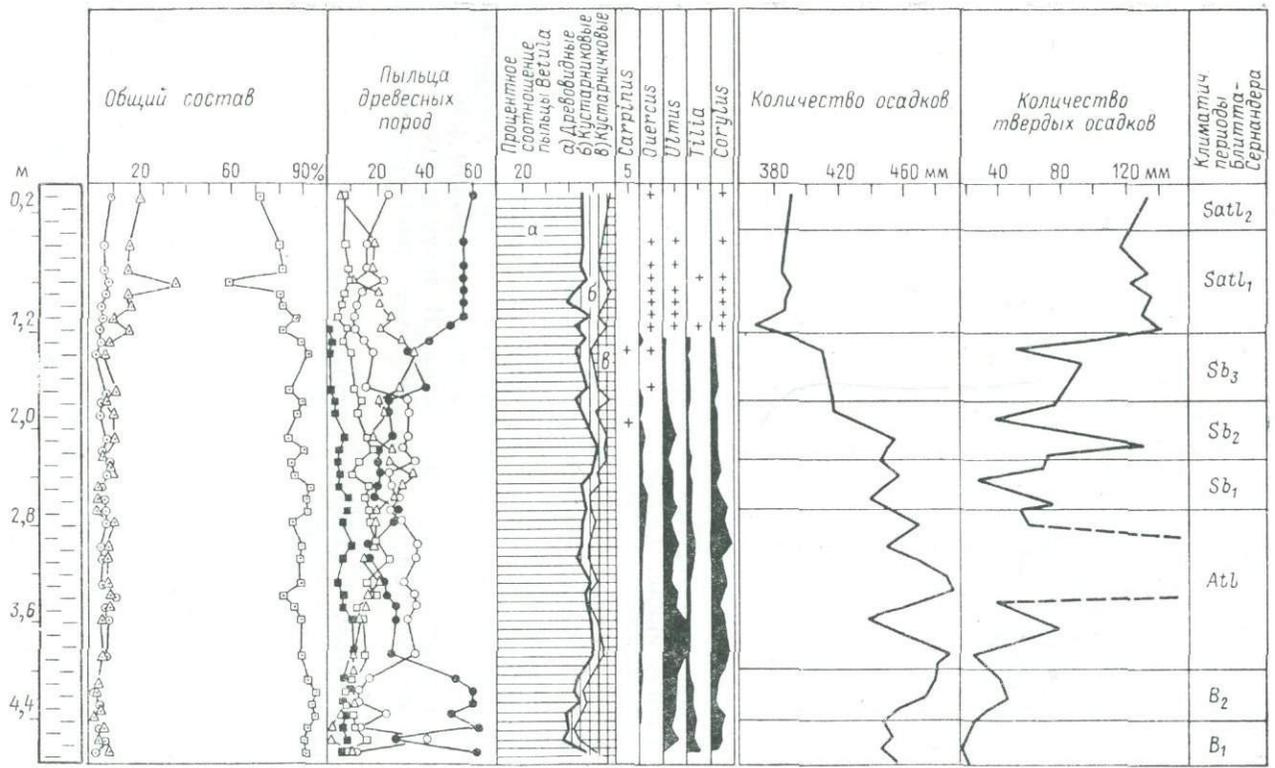
В спорово-пыльцевых спектрах следующего интервала этого периода (Sb_2) несколько изменяется соотношение в группе пыльцы древесных. Так, по сравнению с предыдущим отрезком времени здесь возрастает участие пыльцы сосны и березы, тогда как ель составляет не более 30%. Пыльца широколиственных пород даже по более северным разрезам присутствует в большем количестве. Кроме того, фиксируется увеличение содержания ольхи иногда до 40%. Пыльца трав и споры присутствует в спорово-пыльцевых спектрах в тех же количествах, что и ранее.

Завершающий интервал суббореального периода (Sb_3) снова характеризуется господством пыльцы ели среди пыльцы древесных пород, причем в количественном отношении ее содержание мало отличается от спектров Sb_2 . Основное отличие связано с иным участием пыльцы широколиственных пород, ее становится меньше.

Таким образом, с суббореальным периодом голоцена связано максимальное развитие темнохвойной тайги на большей части территории Северо-Запада. Основной лесобразующей породой в течение первого суббореального похолодания (Sb_1) была ель, и только в пределах крупных низин более конкурентноспособной оказывалась сосна. В южных районах господствовали широколиственно-хвойные леса, тогда как на востоке чаще ель образовывала чистые насаждения. Здесь примесь широколиственных пород была незначительна. Для следующего отрезка голоцена Sb_2 характерно большее участие неморального флористического комплекса наряду с широким распространением сосновых, березовых и еловых лесов. В течение второго суббореального похолодания (Sb_3) снова широкое распространение получили еловые леса.

Самый молодой субатлантический период удалось разделить на две палинологические зоны, связанные с господством сосны и березы (Sat_1) и березы (Sat_2).

В спорово-пыльцевых спектрах первой половины субатлантического периода (Sat_1) в общем составе всех изученных разрезов, так же как и в предыдущие этапы голоцена, преобладает пыльца древесных пород, составляя 70—90%. Травы присутствуют чаще в виде единичных пыльцевых зерен осок, злаков, мезофильного разнотравья и иногда водных или прибрежно-водных растений. На долю споровых приходится от 10 до 30% в общем составе, причем чаще господствуют зеленые и сфагновые мхи, тогда как роль папоротников несколько ниже по сравнению с предыдущим периодом. Среди пыльцы древесных пород постоянно доминирует пыльца сосны, составляя 40—60%, второе место по обилию занимает береза. Ее содержание колеблется от 20 до 30%. Участие пыльцы ели менее выдержано от разреза к разрезу. Ее больше в спектрах Безжанинской, Валдайской и Вепсовской возвышенностей (до 20%), тогда как на большей части территории содержание ее не поднимается выше 10%. Примерно в тех же коли-



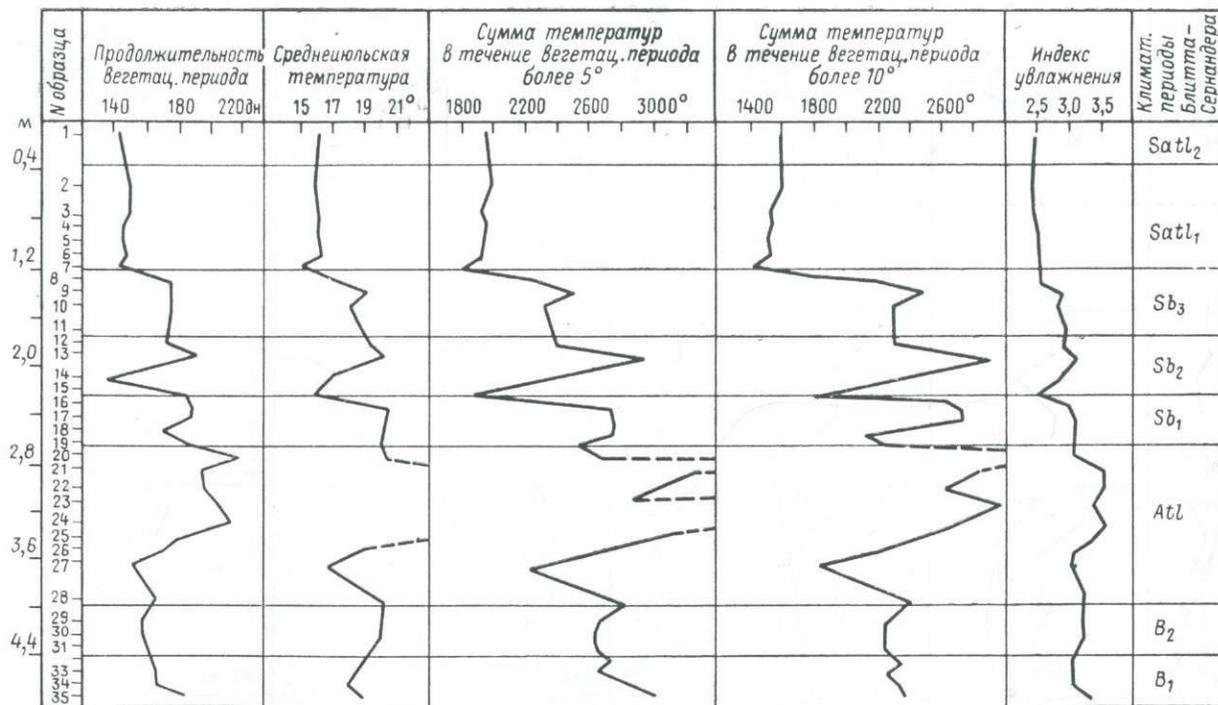
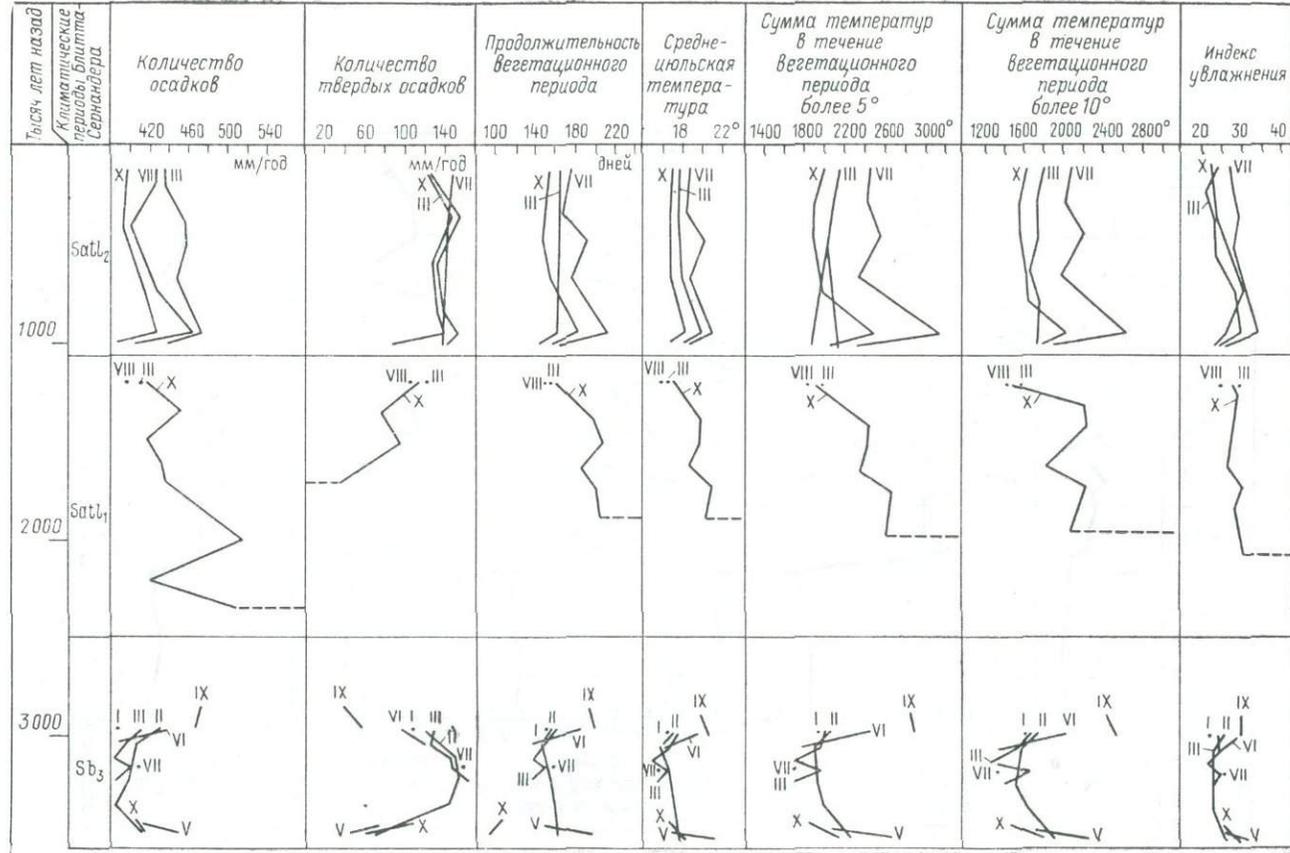


Рис. 2. Реконструкция климатических показателей голоцена на примере изучения скважины по оз. Вшневское на Карельском перешейке.



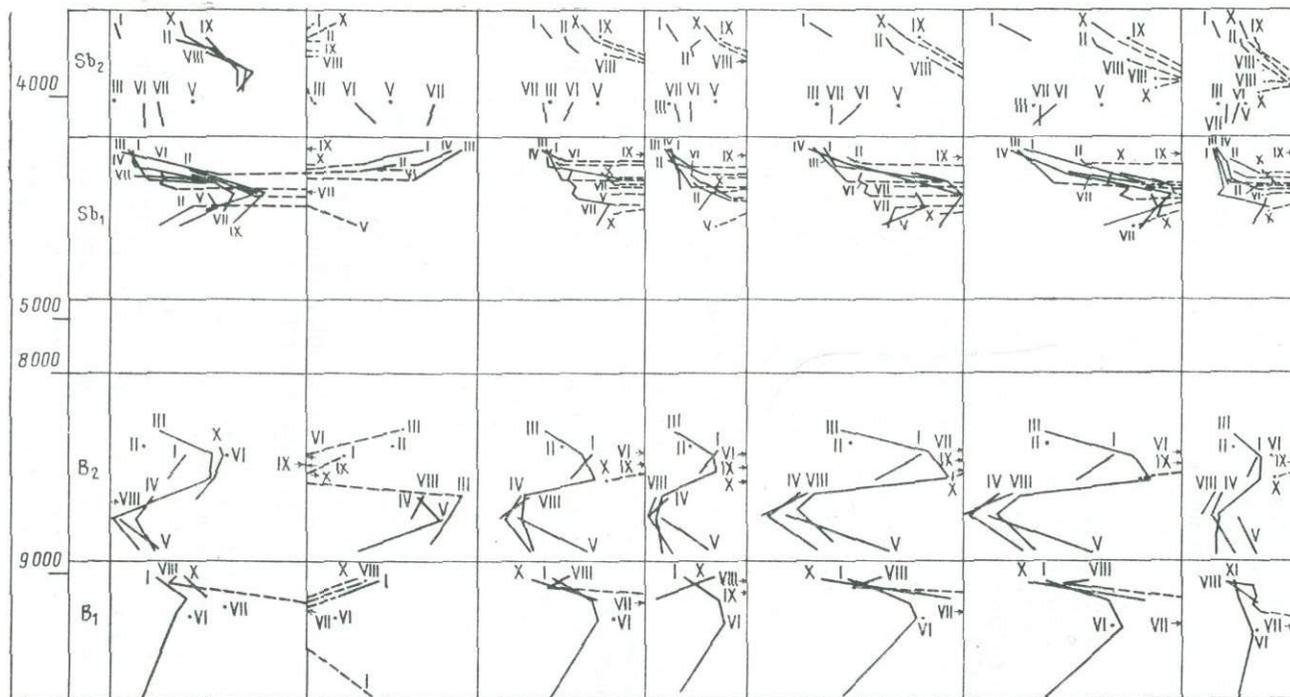


Рис. 3. Графики реконструкции изменчивости некоторых климатических показателей в голоцене.

чествах господствует и пыльца ольхи. Пыльца широколиственных пород в спорово-пыльцевых спектрах по разрезам Псковско-Чудской впадины и Приильменской низины составляет 2—5%, а севернее она присутствует в виде единичных пыльцевых зерен.

Вторая половина субатлантического периода (Sat1₂) характеризуется несколько иным составом спорово-пыльцевых спектров, хотя в общем составе по-прежнему доминирует пыльца древесных пород (70—90%). Здесь возрастает участие пыльцы березы, она становится господствующей в спорово-пыльцевых спектрах, составляя от 40 до 60% среди пыльцы древесных пород. Количество пыльцы сосны по-прежнему остается достаточно высоким (20—40%). Роль ольхи и ели незначительна, их участие не превышает 10—15%. Пыльца широколиственных пород присутствует спорадически в виде единичных зерен *Tilia*, *Quercus*, *Ulmus*. По сравнению с предыдущим этапом пыльца травянистых растений начинает играть большее значение в спорово-пыльцевых спектрах, составляя от 5 до 15%, преобладают осоки, злаки и из разнотравья различные виды семейств *Caragphyllaceae*, *Compositae*, *Umbelliferae*. Среди споровых велико значение зеленых и сфагновых мхов, реже в спектрах преобладают папоротники. Единично и не в каждом образце присутствуют споры лесных видов плаунов *L. clavatum*, *L. complanatum*, *L. selago*, а также уховников и хвощей.

Сопоставление изученных разрезов в севера на юг достаточно отчетливо фиксирует сложность растительного покрова Северо-Запада в субатлантический период. С началом и первой половиной этого отрезка голоцена связан новый расцвет сосновых формаций таежного типа на всей территории, включая как повышенные участки рельефа, так и низины. В пределах Бежанинской, Валдайской и Вепсовской возвышенностей ель, в наиболее благоприятных условиях произрастания, по-видимому, сохраняла еще роль эдификатора лесной растительности. По сравнению с предыдущим периодом происходит дальнейшее сокращение неморального флористического комплекса. По-видимому, сокращаются ареалы многих термофильных видов. Около 1000 лет назад по данным абсолютного датирования торфяников отмечается резкое сокращение пыльцы широколиственных пород, сосны, ели и увеличение содержания березы. В более южных областях территории, данные по которой уже не принимались к рассмотрению при восстановлении палеоклимата, смена одного эдификатора — сосны березой — произошла позднее, около 500 лет назад (Тесово-Нетьельский торфяник, Новгородская область [11]). Следовательно, вторая половина субатлантического периода характеризуется постепенным уменьшением роли сосны и ели в сложении лесов и становлении березы в качестве еще одной основной лесообразующей породы Северо-Запада европейской части СССР.

Таким образом, в результате изучения климата голоцена можно сделать выводы о том, что изменения всех климатических показателей тесно связаны между собой. Эта зависимость отчетливо выражена на графиках изменения соответствующих параметров, построенных по всем пунктам наблюдения (рис. 2,3). Наиболее существенные изменения климата отмечаются на тех временных рубежах, где фиксируются смены палинологических зон. Следовательно, наибольшие амплитуды изменения климата приурочены к переходу от одного периода голоцена к другому, а также к более дробным его подразделениям, тогда как в середине каждого этапа наблюдается определенное постоянство климатических переменных.

Как показали расчеты, для каждого периода голоцена условия внешней среды не оставались постоянными и характеризовались раз-

личными соотношениями всех принятых к рассмотрению климатических показателей.

Так, в целом для бореального периода по сравнению с современностью были присущи более высокие летние температуры (сумма температур более 5° и 10°C равна 2400° и 2000°) и большая продолжительность вегетационного периода (160 дней). Однако количество осадков и запас воды в снеге оказались ниже многолетних (современных) показателей по Северо-Западу европейской части СССР.

В пределах бореального времени отчетливо фиксируется ухудшение климатических условий на границе перехода от B_1 к B_2 . Здесь продолжительность вегетационного периода становится менее 140 дней при среднеиюльской температуре около 15°C . Понижаются также суммы температур более 5° и 10°C в течение вегетационного периода.

В течение суббореального времени климатические условия были изменчивы. Отчетливо фиксируются два потепления и два похолодания — одно — в середине суббореального периода, а второе — во второй его половине. По сравнению с бореалом для потеплений (Sb_1 и Sb_2) отмечаются еще более высокие показатели летних температур (сумма t более 5° и 10°C равна 3000° и 2600°), большая продолжительность вегетационного периода (180 дней). В то же время количество осадков и запас воды в снеге для Sb_1 и Sb_2 различны. Так, для Sb_1 они среди изученных периодов голоцена являлись максимальными, а для Sb_2 эти показатели были минимальными даже по сравнению с бореальным периодом. Следовательно, имеются основания только Sb_2 рассматривать как достаточно продолжительный ксеротермический период голоцена.

Для следующего субатлантического времени также выявляется непостоянство климатических условий, хотя в целом, даже несмотря на два достаточно хорошо выраженных потепления, отмечается общая тенденция похолодания климата. Первое наиболее значительное потепление прослеживается в начале периода с суммой летних температур более 5° и 10°C , равной 2600° и 2400° и продолжительностью вегетационного периода в 200 дней. Около 1000 лет назад произошло сильное похолодание, после которого новое потепление по некоторым показателям уже приблизилось к современным средним данным, хотя суммы летних температур более 5° и 10°C составляли еще 2400° и 2000° , а продолжительность вегетационного периода была 160 дней.

Таким образом, на примере десяти изученных разрезов удалось не только восстановить климат голоцена в определенные его периоды, но и проследить последовательные и очень постепенные изменения всех принятых к рассмотрению параметров в течение большей части голоцена. По-видимому, сейчас проще будет ответить на многие спорные вопросы палеогеографии голоцена. Например, какие условия климата способствовали развитию ксеротермических периодов в голоцене? Эта работа, как нам кажется, открывает новые возможности применения палинологического анализа в археологии для восстановления условий существования древнего человека, в палеозоологии для определения экологии обитания животных прошлого и в ряде других смежных дисциплинах, где необходима расшифровка палеоклимата. С использованием уже отработанной программы для ЭВМ возможно по каждому новому разрезу голоцена Северо-Запада европейской части СССР рядом со спорово-пыльцевыми данными иметь значения определенных климатических показателей. Видимо, дальнейшим шагом исследования надо считать получение данных палеоклимата для большей территории, что позволит составить климатические карты, материалы которых необходимо учитывать при составлении долгосрочных прогнозов.

УКАЗАТЕЛЬ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авенариус И. Г., Муратова М. В., Спасская И. И. Палеогеография северной Евразии в верхнем плейстоцене — голоцене и проблема долгосрочного географического прогноза. — В кн.: Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М., 1976.
2. Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей. Л., 1971.
3. Боярская Т. Д., Муратова М. В. Возможность детальных палеоклиматических построений на основе результатов палинологического анализа в целях долгосрочного географического прогноза. — В кн.: Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М., 1976.
4. Гричук В. П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата северного полушария в атлантический период голоцена. — В кн.: Голоцен. М., 1969.
5. Кабайлене М. В. Формирование пыльцевых спектров и методы восстановления палеораствительности. — Труды ин-та геологии, вып. 11. Вильнюс, 1969.
6. Климанов В. А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого. — Вестн. Моск. ун-та, 1976, № 2.
7. Климанов В. А. Восстановление количественных характеристик климата голоцена и плейстоцена по данным палинологического анализа: Автореф. канд. дис. М., 1976.
8. Малясова Е. С., Спиридонова Е. А. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии голоцена Карельского перешейка. — В кн.: Балтика, вып. 2, 1965.
9. Малясова Е. С., Спиридонова Е. А. Некоторые вопросы палеогеографии голоцена Карельского перешейка (по результатам спорово-пыльцевого анализа донных отложений озер). — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967.
10. Муратова М. В., Боярская Т. Д., Либберман А. А. Применение теории вероятностей для восстановления палеоклиматических условий по данным палинологического анализа. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М., 1972.
11. Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М., 1965.
12. Скляренко В. Л., Смирнов Н. П. О применении многомерного анализа в гидрологии. — В кн.: Факторы формирования водных масс и районирование внутренних водоемов. Л., 1974.
13. Сладков А. Н. Введение в спорово-пыльцевой анализ. М., 1967.
14. Сукачев В. Н. К вопросу об интерпретации результатов спорово-пыльцевых анализов. — В кн.: К первой международной палинологической конференции. М., 1962.
15. Федорова Р. В. Количественные закономерности в распространении ветром пыльцы дуба. — Труды географии АН СССР, вып. 46, 1950.
16. Федорова Р. В. Количественные закономерности распространения пыльцы древесных пород воздушным путем. — Там же, вып. 52(7), 1952.
17. Хотинский Н. А. Голоцен северной Евразии. М., 1977.
18. Ятайкин Л. М. Переотложенная пыльца и применение корреляционного анализа в целях ее распознавания. — В кн.: Систематика и методы изучения ископаемых пыльцы и спор. М., 1964.
19. Andersen S. T. The relative pollen productivity and pollen representation of North European trees and correction factors for tree pollen spectra determined by surface pollen analysis from forests. Denmark's Geologiske Underogelse, II, N 96. Kobenhavn, 1970.
20. Cooley W. W., Lohness P. R. Multivariate Data Analysis. New York, London, Sydney, Toronto, 1971.
21. Davis M. B., Goodlett J. C. Comparison of the present vegetation with pollen spectra in surface samples from Browington Pond, Vermont. "Ecology", vol. 1, 1960.
22. Iversen I. Viscum, Hedera and Ilex as climate indicators. Geol. foren i Stockholm forhandl. bd. 66, h. 3, 1944.
23. Webb T., Bryson R. Late and Postglacial climatic change in the Northern Midwest, USA. Quantitative Estimates Derived from Fossil Pollen Spectra by Multivariate Statistical Analysis. "Quaternary Research", USA, vol. 2, N 1, 1972.

Л. П. СЕРЕБРЯННЫЙ, Е. С. МАЛЯСОВА

ПАЛИНОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ГОЛОЦЕНА ВЫСОКОГОРЬЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

В ходе палеогляциологических исследований в горных долинах и на междуречьях Балкарии и Дигории были обнаружены и изучены торфяники, которые содержат информацию об изменениях природной

среды этого высокогорного района в голоцене. Мощность озерно-болотных осадков колеблется от 1,5 до 4—5, реже 9 м. Эти залежи приурочены к свежим гляцигенным котловинам на дне троговых долин (болото Карасу) или к переуглублениям на локальных водоразделах в пределах древних структурных депрессий (болото Криют). В преобладающей части изученных разрезов торфяные слои подстилаются озерными илами-сапропелями.

Нами изучалась стратиграфия высокогорных торфяников на основе спорово-пыльцевого анализа. Параллельно был определен абсолютный возраст по радиоуглероду — C^{14} . Результаты этих комплексных исследований частично опубликованы [7]. В настоящем сообщении сделана попытка систематизировать палинологические данные по всем изученным разрезам и на этой основе представить реконструкцию природных условий высокогорий Центрального Кавказа в голоцене.

Наиболее полно и детально изучена серия ключевых торфяников, расположенная в урочище Криют на междуречье Чегема и Череха Безенгийского (Хуламского), в продольной Юрской депрессии между Скалистым и Боковым хребтами. В этом районе, восточнее Первого перевала (2500 м), вдоль подножий Бокового хребта развита широкая полоса поросших осокой торфяников. Абсолютная высота района 2100—2300 м. Скалистый хребет к северу от Юрской депрессии поднимается до 3500—3600 м (гряда Ахкая), ближайшие вершины Бокового хребта к югу от депрессии превышают 4000 м, тогда как дно долины р. Черек Хуламский восточнее депрессии имеет отметки порядка 1200 м.

Изученные разрезы Криют (известен под названием Салкиналла), Криют 1, Криют 2, составляют единую серию, расположенную на высотах 2150, 2250, 2400 м. Мощность органогенных отложений колеблется от 1,5 до 4,5 м. Следующая группа изученных разрезов расположена на высоте 1950 м на правом берегу р. Карасу в 3 км выше ее слияния с Дыхсу. Здесь в крупной гляциодепрессии находится обширное болото, которое получает обильное питание от минеральных (нарзанных) источников, выходящих у подножия правого борта троговой долины. Влияние этих источников, однако, не распространяется на самую верхнюю часть болота, где преобладает атмосферное питание и развита залежь осоково-сфагнового торфа мощностью около 5 м. Именно в этой части болота находится разрез Карасу 2 неподалеку от подножия крупного ригеля, сложенного кристаллическими породами, тогда как разрез Карасу 1 заложен примерно посредине болота, в верхней части разреза которого прослеживаются низинные разности торфа небольшой мощности, подстилаемые сапропелем.

Разрез Верхняя Балкария расположен на высоте 1700 м в небольшой гляциодепрессии на северном макросклоне Бокового хребта, а разрез Курноят — в более крупной котловине в долине р. Псыгансу на высоте около 1800 м. Разрез Урух находится на перевале между долинами р. Урух и ее правого притока р. Танадон. Высота перевала 2080 м над ур. м., а его относительная высота около 300 м над урезом р. Урух и около 100 м над урезом р. Танадон.

Прежде чем приступить к рассмотрению данных спорово-пыльцевого анализа, отметим положение изученных разрезов в системе вертикальных растительных поясов. Верхняя граница леса на северном склоне Большого Кавказа в среднем располагается на высоте около 2200 м [3, 4]. А. Г. Долуханов [5] указывает, что в центральной части Кавказа субальпийский пояс поднимается до 2400 м. Наиболее характерные формации здесь составляют криволесья и парковые редины из березы (*Betula Litwinowii*) с участием бука (*Fagus orientalis*),

клена (*Acer Trautwetteri*), дубов (*Quercus macranthera*, *Q. pontica*) и др. Развита также формация стелющихся кустарников (*Rhododendron caucasicum*, *Juniperus depressa*). По нашим наблюдениям, в верхней части Безенгийской долины береза быстро осваивает территории, недавно освободившиеся ото льда, и растет неподалеку от конца ледника на высотах порядка 1900—2000 м, тогда как сосна поднимается по крутым защищенным склонам выше 2100 м.

В свете приведенных данных можно предполагать, что урочище Криют хотя бы частично приурочено к поясу субальпийских редколесий. Здесь могли произрастать самые разные породы: береза, как ныне на правобережье долины Череха Безенгийского, сосна, как на правобережье долины Чегема или на правобережье долины Дыхсу, а также бук, как на правобережье многих долин Балкарии. Известно, что бук поднимается высоко вверх по долине р. Хари, расположенной недалеко от урочища Криют. На осветленных местах в верхней части лесного пояса и еще более широко выше этого пояса в виде сплошных зарослей встречается рододендрон. В Безенгийской долине в субальпийских редколесьях рододендрон произрастает в сообществах с участием рябины, малины, можжевельника и ивы. Субальпийские березняки образуют весьма устойчивые сообщества в верхней части долины р. Урух. Темнохвойные породы — ель и пихта — в настоящее время не растут ни в Безенгийской, ни в Чегемской долинах, хотя на геоботанической карте Балкарии, составленной Н. А. Бушем и Е. А. Буш [1], и показаны изолированные местообитания этих пород в соседних долинах. В целом можно констатировать, что все изученные разрезы располагаются или в верхней части лесного пояса, или в пределах субальпийского пояса.

Диаграммы разрезов высокогорных торфяников характеризуются немалым сходством и отражают ведущие закономерности развития природной среды. Мелкие отличия связаны как с разным высотным положением разрезов, так и с различиями в геоморфологической ситуации. Существенный отпечаток на состав спектров накладывает воздушный перенос пыльцы из темнохвойных лесов Сванетии. Влияние этого фактора особенно четко прослеживается на диаграммах тех разрезов, которые расположены в сквозных долинах, пересекающих Боковой и Главный хребты.

Материалы спорово-пыльцевого анализа позволяют четко обособить четыре спорово-пыльцевых комплекса, отражающих важнейшие этапы изменений климата и растительности исследуемого района в голоцене.

Комплекс I выделяется только в базальных сапропелях разреза Криют (гл. 4,2—3,25 м). В общем составе спектров преобладает пыльца трав — до 60%. Пыльца древесных пород составляет 20—40% и споры — 2—20%. В составе пыльцы древесных пород установлено небольшое преобладание пыльцы термофильных пород над пыльцой сосны. Среди пыльцы термофильных пород доминирует пыльца бука (до 25%) и граба (до 20%), в небольшом количестве присутствует пыльца дуба (до 10%), вяза (до 5%) и лещины (до 10%), единично встречается пыльца липы, каштана, грецкого ореха, сумачовых (*Ancardiaceae*). Пыльца мелколиственных пород — ольхи и березы — присутствует в небольшом количестве, причем среди берез преобладает древовидная форма. Пыльца темнохвойных пород — пихты и ели — обнаружена в незначительном количестве. Среди пыльцы трав на общем фоне господства пыльцы осок выделяется заметное участие пыльцы мезофильного разнотравья (*Caryophyllaceae*, *Ranunculaceae*, *Umbelliferae*, *Leguminosae*, *Onagraceae*). Роль пыльцы других представи-

телей трав незначительна: злаков — до 4%, маревых — до 4%, полины — до 7%, сложноцветных — до 8%. Только с данным комплексом связаны находки пыльцы эфедры. В группе споровых доминируют папоротники при гораздо меньшем участии прочих компонентов. Обратим внимание, что в нижних слоях сапропелей, кроме спор папоротников найдены споры плаунов, гроздовника, плаунка плауновидного. Точные индикаторы возраста I комплекса отсутствуют. В виде предположения мы датируем его ранним голоценом (бореальный период).

Комплекс II прослеживается в среднем и верхнем слоях сапропелей разреза Криют (гл. 3,25—1,9 м), в основании слоя сапропеля разреза Карасу I (гл. 3,15—3,4 м, рис. 1) и в основании торфяной залежи разреза Курноят (гл. 7,6—8,3 м). Характерной особенностью комплекса II является высокое содержание пыльцы древесных пород, главным образом бука — от 20 (Криют) до 40% (Карасу I) и нередко также граба (до 8% во всех разрезах). Пыльца дуба и вяза представлена в меньшем количестве, по сравнению с I комплексом. Состав пыльцы термофильных деревьев и кустарников обогащается за счет пыльцы липы, граба, лапины, ореха, каштана, сумаховых, дереновых (Cognaseae). Участие пыльцы лещины такое же, как и в I комплексе. Содержание пыльцы пихты и ели в разрезе Криют и Карасу I возрастает, эта пыльца, вероятно, заносного происхождения. В разрезе Курноят, который экранирован Боковым и Главным хребтами, пыльца темнохвойных пород на протяжении всего разреза представлена лишь единичными зернами. Содержание пыльцы сосны в осадках отдельных разрезов неодинаково, что зависит от их положения в системе высотной поясности. В разрезе Криют кривая пыльцы сосны имеет два максимума (до 70—80%) в начале и конце формирования II комплекса, тогда как в середине ее количество уменьшается до 30%. Установлено наличие двух морфологических типов пыльцы сосны: наряду с абсолютно преобладающей формой *Pinus s/g Diploxylon* встречается мелкая пыльца *Pinus s/g Naploxylon* с характерным гребнем вокруг тела (1—6%). В разрезах Карасу I и Курноят пыльца сосны во II комплексе составляет всего 5—10%, что может быть связано с заносным ее происхождением. Состав и количество пыльцы мелколиственных пород во II комплексе по сравнению с I комплексом изменяется мало. Среди пыльцы травянистых растений возрастает участие пыльцы мезофильного разнотравья — Ranunculaceae, Rosaceae, Umbelliferae. Постоянно присутствуют пыльца растений из семейств Caryophyllaceae, Leguminosae, Cruciferae, а также рода Rutex. Среди споровых увеличивается количество спор зеленых мхов (до 70—80%), гроздовника, отмечаются споры ужовника и хвощей. Время формирования II комплекса мы относим к атлантическому периоду.

Комплекс III прослеживается в низах осоково-травяного торфа разреза Криют (гл. 0,8—1,9 м), в слое низинного травяного торфа разреза Криют 2 (гл. 1,2—3,2 м), в базальных сапропелях разреза Верхняя Балкария (гл. 1,2—3,0 м, рис. 2), в слое сфагнового торфа разреза Урух (гл. 1,6—3,0 м), в базальных сапропелях разреза Карасу I (гл. 2,1—3,4 м), в средней части торфяной залежи разреза Курноят (гл. 4,8—7,6 м). Отличительной чертой комплекса III по сравнению с предыдущим обычно является заметное сокращение количества пыльцы бука и в еще большей степени пыльцы граба и других термофильных пород. В спектрах преобладающей части разрезов доминирует пыльца сосны, но в разрезе Урух господствует пыльца березы (40—80%), а в разрезе Курноят сохраняет ведущее значение пыльца бука, что связано с проявлением своеобразных локальных условий — широким распространением редкостойных березовых лесов в

верховьях р. Урух и близостью пояса буковых лесов в верхней части долины р. Псыгансу. Нельзя не отметить повышенное значение пыльцы ольхи в спектрах разрезов Криют 2 и Курноят. Ольшаники в настоящее время широко встречаются на влажных местообитаниях в поясе буковых лесов, в том числе и на больших высотах [8]. Поэтому обилие пыльцы ольхи, по-видимому, можно рассматривать как индикатор возросшей увлажненности. Среди пыльцы злаков чаще доминирует пыльца осок (до 80%), но нередко много пыльцы злаков (Карасу I, Курноят). По сравнению с комплексом I несколько сокращается количество пыльцы полыни и разнотравья, но состав последнего довольно разнообразный. Среди споровых растений преобладают папоротники при значительном участии гроздовника, отмечены споры селягинеллы (*Selaginella helvetica*), хвощей и зеленых мхов.

Судя по результатам серийного радиоуглеродного датирования торфа, накопление осадков III комплекса происходило в суббореальное и раннесубатлантическое время. Э. О. Ильвес получил следующие даты: 3180 ± 60 (ТА-1109, Курноят), 3340 ± 70 (ТА-1083, Криют 2, гл. 1,2 м), 3500 ± 70 (ТА-844, Криют, гл. 1,3 м), 3890 ± 70 (ТА-845, Криют, гл. 1,7 м).

Самый молодой IV комплекс прослеживается в верхних слоях торфа во всех восьми изученных разрезах. Этот комплекс отражает возросшее антропогенное воздействие, которое завуалировало естественный ход развития растительности. Содержание пыльцы древесных пород снижается только в одном разрезе Криют (до 25%) в верхней части залежи. В остальных разрезах она, наоборот, увеличивается за счет заносной пыльцы бука, сосны, частично ели и пихты из темнохвойных лесов Сванетии. Пыльца термофильных пород также заносного происхождения. Местное происхождение имеет пыльца ольхи и березы. Состав пыльцы трав и спор в общих чертах мало отличается от III комплекса, но в спектрах верхних слоев появляются признаки значительного обеднения спектров: увеличивается содержание пыльцы полыни, маревых, сложноцветных и, наоборот, сокращается количество пыльцы разнотравья и спор папоротников. Уровень, выше которого возрастает общее содержание пыльцы трав и сокращается количество спор, следует, вероятно, расценивать как индикатор интенсивного использования территории под пастбища. Этот важный рубеж в разрезе Криют датируется в 840 ± 60 лет назад (ТА-841).

На основе проведенных исследований можно наметить определенную последовательность развития растительности и ландшафтов высокогорий северной части Центрального Кавказа в голоцене. Поскольку изученные разрезы расположены в довольно узком диапазоне, сходство выделяемых важнейших тенденций развития выражено достаточно отчетливо в пределах всей территории.

Сведения о раннеголоценовом этапе истории растительности довольно ограничены. Основной источник информации — материалы изучения осадков болота в урочище Криют в Юрской депрессии. В бореальном периоде это урочище было занято субальпийскими березняками, в составе которых помимо берез были представлены бук, граб, дуб, вяз. В более увлажненных местообитаниях встречалась ольха. Субальпийские леса отличались изреженным древостоем. В травяном ярусе преобладало мезофильное разнотравье богатого видового состава. Показательно распространение растений из семейства гвоздичных, зонтичных, бобовых, лютиковых, что свойственно для субальпийских лугов. Местами на открытых местообитаниях и под пологом леса произрастали папоротники, плауны.

Опираясь, главным образом, на находки пыльцы многих широко-

лиственных пород (помимо вышеперечисленных видов отметим также липу, каштан, орех, сумах), можно сделать вывод, подтверждающий возможность существования убежищ термофильных растений в районе Безенгийской котловины с прилегающими частями Юрской депрессии в конце позднеплейстоценового оледенения и начале голоцена [2]. По всей вероятности в бореальный период субальпийские редколесья занимали примерно такое же высотное положение, что и в настоящее время. Однако где-то поблизости, но, конечно, на меньших высотах, широколиственные породы могли формировать самостоятельный пояс, проникавший гораздо дальше в глубь гор по сравнению с нынешним положением.

В атлантический период на северном макросклоне Большого Кавказа в связи с повышением температур растительные пояса перемещались вверх и занимали более высокое положение, чем в настоящее время. Буковые леса с участием граба и дуба проникали в верхние части долины Черка Балкарского, Черка Безенгийского, Псыгансу и ряда других. В этих лесах наряду с мезофильным разнотравьем, вероятно приуроченным к осветленным участкам, был развит моховой покров из зеленых мхов. Пояс широколиственных лесов в то время также заходил дальше в горы. Он отличался большим разнообразием древостоев. Об этом свидетельствуют находки пыльцы нескольких видов дуба, вяза, липы, ореха, лапыны, сумаха, каштана, кизила. Общая амплитуда поднятия верхней границы лесного пояса оценивается нами не менее чем в 300 м. Эта величина установлена независимо в двух районах: для верхней границы пояса буковых лесов в урочище Криют [7] и для пояса широколиственных лесов в долине р. Домбай-Ультен [6].

В суббореальный период на фоне понижения температур началось нисходящее перемещение растительных поясов, получивших четкое отражение в составе спектров. Эта тенденция подтверждена многократно, так как суббореальные осадки представлены почти во всех изученных нами разрезах. Урочище Криют было занято субальпийским березовым криволесьем и ольшаниками, однако поблизости, на высоте около 2100 м, располагалась верхняя граница пояса буковых лесов. Постоянное присутствие макроскопических остатков рододендрона подтверждает это заключение. Напротив, в верховьях р. Черек Балкарский, в районе болота Карасу, в суббореальное время, вероятно, преобладали разреженные сосновые леса, тогда как роль ольхи и березы в субальпийском поясе была сравнительно невелика. В районе Верхняя Балкария (бассейн р. Рцывашки, правого притока Черка Балкарского) в суббореальный период отмечается распространение субальпийских березняков и ольшаников. В спектрах этого разреза пыльца сосны имела преимущественно заносное происхождение. В пользу такого заключения свидетельствует уменьшение роли пыльцы сосны и далее к востоку, в верховьях р. Псыгансу, где в суббореальное время преобладали березняки, располагавшиеся неподалеку от верхней границы буковых лесов. Сходная ситуация отмечена в верхней части бассейна р. Урух. Для всех лесных массивов субальпийского пояса характерна значительная изреженность древостоев и их мозаичное распределение. Леса чередовались с открытыми участками, занятыми разнотравно-осоковыми лугами.

Субатлантический период характеризовался теми же тенденциями развития растительности, усугубившимися общим похолоданием и нарастанием увлажненности. Ярким показателем участвовавшего проникновения воздушных потоков с юга, через Главный Кавказский хребет, служит постоянное присутствие пыльцы ели и пихты. Обе эти породы

сейчас не произрастают в районе исследования. Особенностью субатлантического периода является возросшее воздействие человека на растительность высокогорий, сопряженное с неумеренным выпасом скота, что привело к полному исчезновению древесной растительности и перерождению травостоя. В итоге обширные площади высокогорий обогатились лишь антропохорными растениями. Признаки некогда существовавших здесь вертикальных растительных поясов надежно устанавливаются только по данным спорово-пыльцевому анализу. Необходимость проведения таких исследований диктуется актуальными задачами охраны природы высокогорного Кавказа.

УКАЗАТЕЛЬ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буш Н. А., Буш Е. А. К ботанической карте Балкарин и Дигорин. — Труды Ботан. музея АН СССР, 1932, т. 24.
2. Галушко А. И. Основные рефугиумы и реликты в высокогорной флоре западной части Центрального Кавказа. — Проблемы ботаники, т. 12. Л., 1974.
3. Гвоздецкий Н. А. Физическая география Кавказа. Вып. 1. М., 1954.
4. Добрынин Б. Ф. Физическая география СССР. Европейская часть и Кавказ. М., 1948.
5. Долуханов А. Г. Субальпийские криволесья Кавказа. — В кн.: Академику В. Н. Сукачеву к 75-летию со дня рождения. М.; Л., 1956.
6. Махова Ю. В., Патык-Кара Н. Г. К истории растительности высокогорий Большого Кавказа в голоцене. — В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР. М., 1961.
7. Растительность центральной части высокогорного Кавказа в голоцене / Серебрянный Л. Р., Гей Н. А., Джиноридзе Р. Н., Ильвес Э. О., Малясова Е. С., Скобеева Е. И. — Бюл. комис. по изуч. четв. периода, № 50. М., 1980.
8. Тумаджанов И. И. Основные черты растительного покрова области средневисотных гор Северо-Западного Кавказа в связи с инверсией ландшафтных поясов. — Труды Тбилисского ботан. ин-та, т. 21. Тбилиси, 1961.

И. П. БАЛАБАНОВ, Н. А. ГЕЙ

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПИЦУНДСКОЙ ЛАГУНЫ В СРЕДНЕМ И ВЕРХНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Полуостров Пицунда расположен в центральной части Черноморского побережья Кавказа. На севере он граничит с низкогорьем Мюссерской возвышенности (абс. отм. от 50 до 260 м), представляющим собой довольно узкую полосу предгорий Большого Кавказа. Поверхность полуострова относительно ровная (абс. отм. минус 0,7 — плюс 6,5 м), осложнена формами мезорельефа береговых валов и кос, а также древнелагунными понижениями и реликтовыми озерами.

Изучение геологического строения полуострова показало, что он сформировался в условиях весьма сложного эвстатического режима голоценовой трансгрессии, осложненной серией (не менее семи) наложенных трансгрессивно-регрессивных ритмов с амплитудами изменения уровня бассейна в первые десятки метров [6, 7]. Это обусловило чрезвычайно сложное стратиграфическое и фациально-генетическое взаимоотношение голоценовых отложений, слагающих аккумулятивное тело полуострова.

Геоморфологический анализ современного рельефа, формирование которого происходило в течение последних 4—5 тыс. лет, позволил выделить здесь три основных древних береговых вала, контролирующих положение древних морских береговых линий, соответствующих максимальным стадиям развития трех последних трансгрессивных фаз голо-

ценовой трансгрессии [1]. Абсолютный возраст валов, определенный методами радиохронологии, археологии и дендрохронологии, соответственно равен 3,8—4,0, 1,5, 0,6—0,7 тыс. лет (рис. 1).

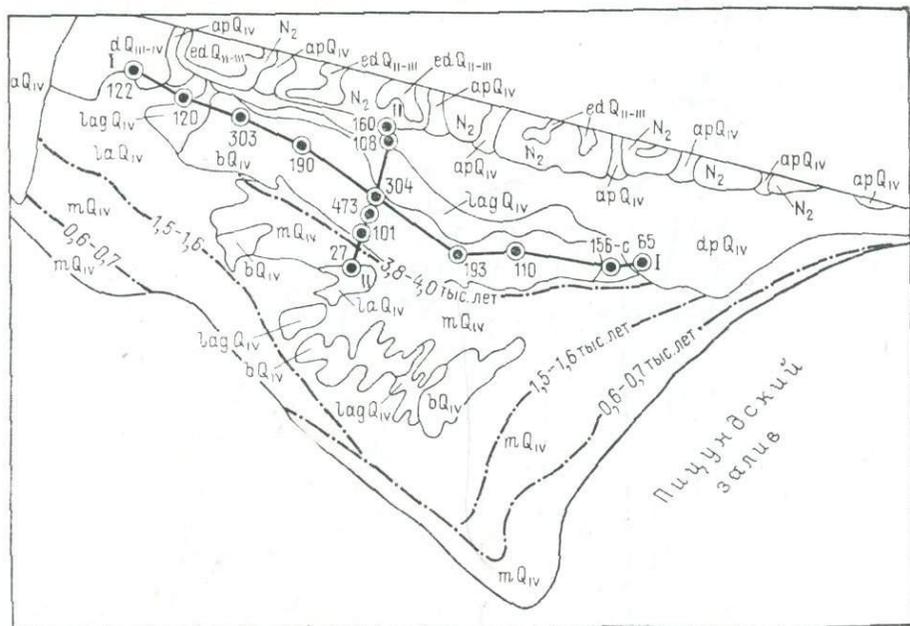


Рис. 1. Геологическая схема п-ова Пицунда (по Балабанову И. П., 1975).

В тыловой части полуострова за самым древним береговым валом вдоль южного склона Мюссерской возвышенности располагается древнелагунное понижение протяженностью 5,0—5,5 км и шириной 0,7—1,2 км. Серией буровых скважин, заложенных по двум профилям (рис. 1) и полученным в результате проведения крупномасштабной геологической съемки полуострова Пицунда в 1971—1975 гг., устанавливается (рис. 2), что лагунное понижение выполнено мощной толщей пловатых глин (до 15—17 м) с редкими прослоями илстых песков. В западной части лагуны иловатые глины залегают под озерно-аллювиальными глинами и суглинками. В северной и восточной частях на них налегают делювиально-пролювиальные суглинки и супеси конусов выноса многочисленных рек и временных водотоков, стекающих с Мюссерской возвышенности. Центральная часть лагунного понижения в настоящее время заболочена, мощность торфяника достигает 3—4 м.

Методом палинологического анализа изучались разрезы трех скважин — 303, 304, 110, расположенных в западной части лагунного понижения, центральной и восточной. Наиболее полным и детально изученным является разрез скважины 304 (рис. 3). Ввиду того, что опробование глин и торфа производилось с разной частотой, на диаграмме, построенной по палинологическим данным, на глубинах 4,0—16,0 м вертикальный масштаб уменьшен в три раза. Полученные спорово-пыльцевые диаграммы по скважинам 303, 304 и 110 хорошо сопоставляются (рис. 3, 4). Как показали результаты палинологического анализа, все пробы содержат высокое количество микрофоссилий очень хорошей сохранности, пыльца со следами слабой минерализации или механического повреждения составляет не более 2%. Это, в основном, пыльца темнохвойных пород *Abies*, *Picea*.

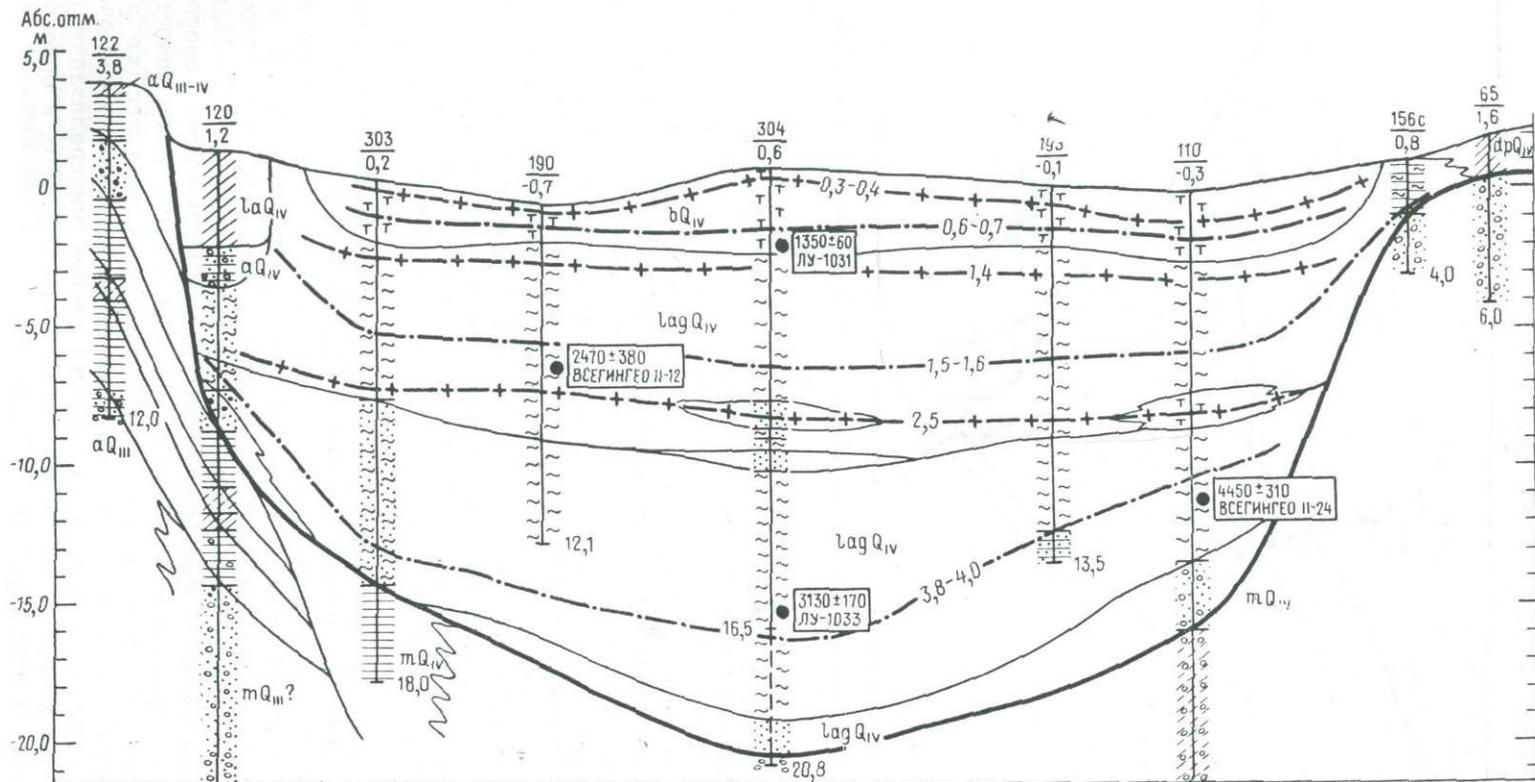


Рис. 2. Геолого-литологический разрез по линии I—I

В изученной толще осадков снизу вверх по разрезу четко прослеживаются шесть последовательно сменяющихся комплексов, которые отвечают определенным временным отрезкам голоцена и соответствуют различным фазам развития растительности района полуострова Пицунда.

I спорово-пыльцевой комплекс (скв. 304, гл. 16,0—12,5 м; скв. 303, гл. 14,5—8,0 м) характеризуется господством пыльцы древесных пород, среди которой максимальное содержание составляет пыльца широколиственных: дуба, граба, бука, каштана (в сумме 55—63%). Пыльца дуба преобладает над всеми другими породами (22—37%). Ольха играет второстепенную роль, ее значение не превышает 25%. На долю сосны приходится 10—15%. Состав пыльцы травянистых растений беден, преобладают осоки. Единично присутствует пыльца водных растений. Споровых мало, представлены папоротниками. Принимая во внимание состав и развитость пыльцевой флоры, можно считать, что этот комплекс отражает наиболее благоприятные климатические условия в течение всего времени существования лагуны. В это время на побережье были широко представлены леса широколиственного ряда, где, по-видимому, значительную роль играли дуб, граб и бук.

Во II спорово-пыльцевом комплексе (скв. 304, гл. 12,5—8,5 м; скв. 303, гл. 8,0—6,5 м) сокращается суммарное количество пыльцы широколиственных пород. В нижней части комплекса образует пик пыльца каштана (12%). Возрастает в спектрах роль ольхи (25—40%); содержание сосны по-прежнему не превышает 15%. Среди травянистой флоры наблюдается расцвет водных растений: урути — 5—37%, ежеголовки — 18—37%. Особенности спорово-пыльцевых спектров позволяют считать, что в это время произошло изменение гидрологического режима лагуны, что, в первую очередь, фиксируется составом пыльцы водных и прибрежно-водных растений.

В III спорово-пыльцевом комплексе (скв. 304, гл. 8,5—6,5 м; скв. 303, гл. 6,5—4,5 м), как и в первых двух, продолжает господствовать пыльца древесных пород (70—80%). Возрастает роль пыльцы широколиственных пород (58—62%). В этом комплексе отмечается максимальное содержание пыльцы граба (18%). Кривая пыльцы сосны падает до 9%. Уменьшается количество пыльцы водных растений, доминантом среди трав становятся осоки. Количество спор папоротников — 2—6%. Значительное увеличение в комплексе количества пыльцы граба бесспорно свидетельствует о большем развитии этой породы в составе господствующих широколиственных лесов и об увеличении влажности воздуха по сравнению с предыдущим периодом.

IV спорово-пыльцевой комплекс (скв. 304, гл. 6,5—3,2 м; скв. 303, гл. 4,5—2,0 м; скв. 110, гл. 3,0—2,5 м) выделяется по господству пыльцы сосны (25—36%) и минимальному содержанию пыльцы широколиственных пород (14—49%). Состав пыльцы травянистых растений довольно однообразен: господствуют осоки, злаки. Среди споровых встречены лишь папоротники. Состав палинологических спектров описанного комплекса фиксирует значительную перестройку в фитоценозах прошлого и отражает наиболее сухие за все время существования лагуны и достаточно прохладные климатические условия.

V спорово-пыльцевом комплексе (скв. 304, гл. 3,2—1,7 м; скв. 110, гл. 2,5—1,6 м) в общем составе в нижних спектрах господствует пыльца древесных пород (73—87%), в верхних спектрах — споровые (57—73%). В группе древесных пород доминирует пыльца широколиственных (20—40%), среди которой максимального

содержания достигает пыльца граба (13—20%), не только в комплексе, но и по всему разрезу. Велика роль пыльцы ольхи — 37—56%.

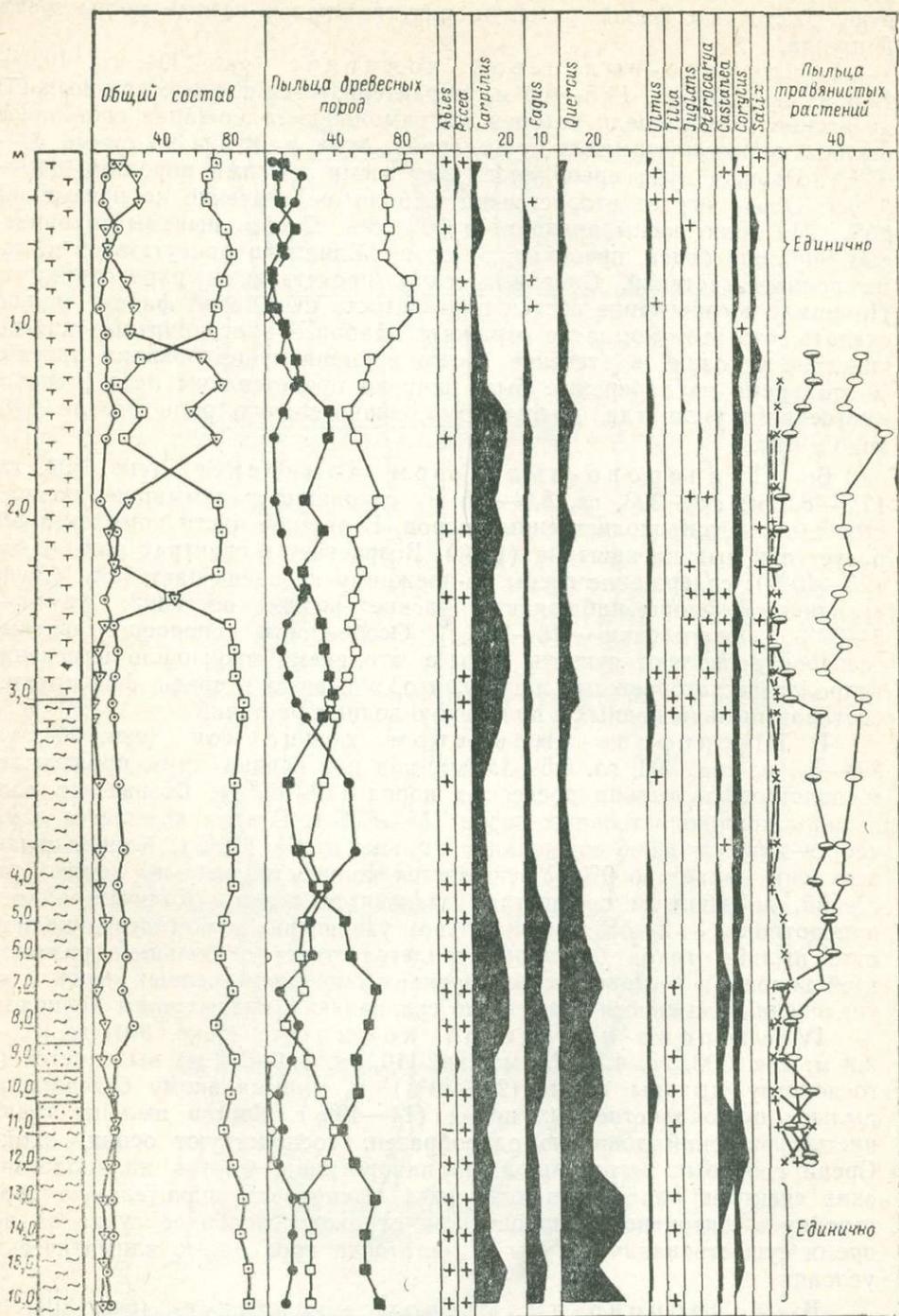


Рис. 3. Спорово-пыльцевая

Содержание пыльцы сосны в спектрах не превышает 15%. Пыльца травянистых растений составляет 9—15%, среди которой преобладает

пыльца водных (*Sparganium*, *Myriophyllum*, *Трпа*, *Nymphaeaceae*),
прибрежно-водных растений (*Трпа*) и осок (*Cyperaceae*). Среди спо-

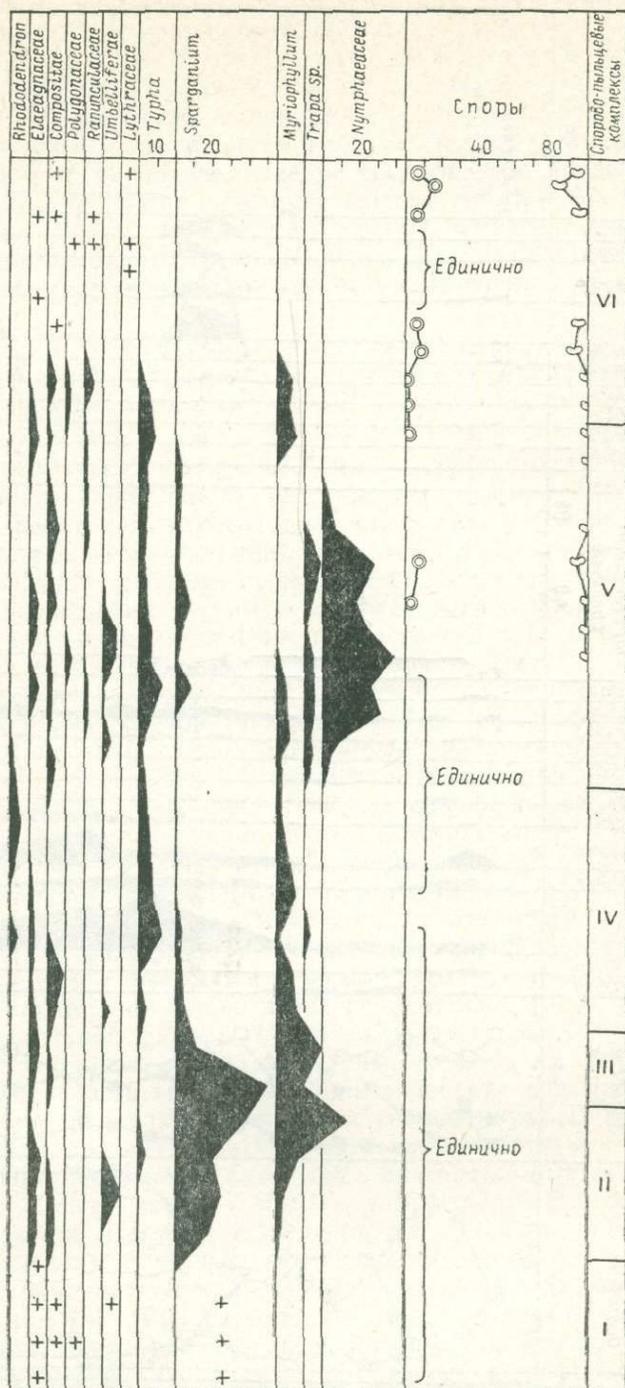


диаграмма разр. скв. 304

ровых абсолютно господствуют папоротники. Исходя из последователь-

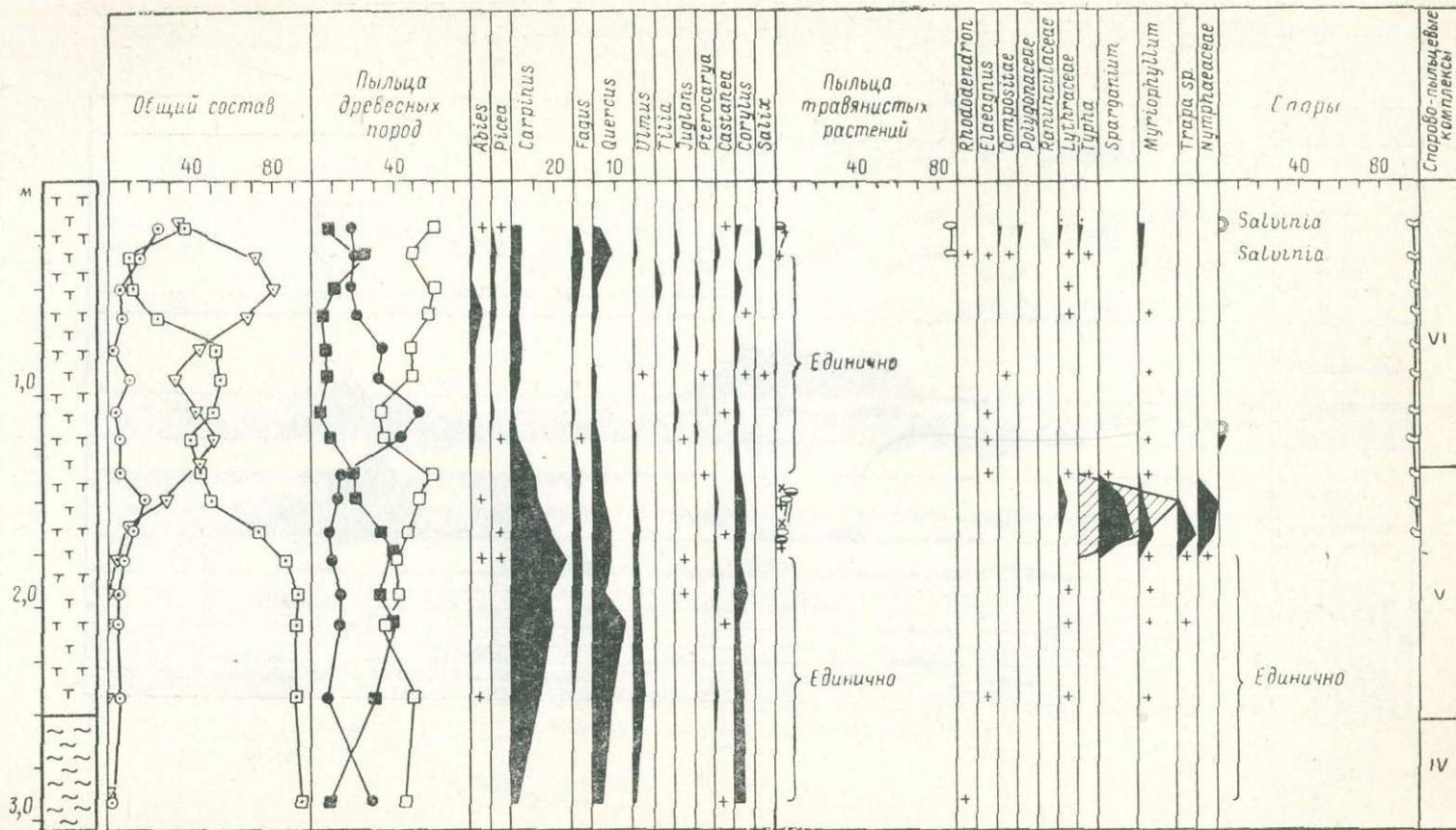


Рис. 4. Спорво-пыльцевая диаграмма разр. скв. 110

ных и очень постепенных изменений состава палинологических спектров от образца к образцу видно, что этот комплекс свидетельствует не только о новом, более широком распространении широколиственных пород, но и об улучшении климатических условий по сравнению с рассмотренным выше периодом голоцена.

В VI спорово-пыльцевом комплексе (скв. 304, гл. 1,7—0,2 м; скв. 110, гл. 1,6—0,4 м) господствует пыльца древесных пород (70—82%), за исключением нижних спектров, где преобладают споровые (64—76%). В группе древесных падает суммарная кривая широколиственных пород, ее значение колеблется в пределах 5—20%. В большом количестве присутствует пыльца ольхи — 57—85%; пыльцы сосны — 8—20%; спорадически (до 2%) встречается пыльца ели и пихты. Состав травянистой пыльцы беден, травы представлены единичными пыльцевыми зернами сложноцветных, гречишных, оскоковых, злаковых.

Таким образом, этот комплекс отражает период дальнейшего похолодания климата в голоцене, что привело к сокращению площади, покрытой широколиственными лесами, и более широкому развитию ольшатников.

Детальное изучение лагунных отложений методами пространственного литолого-фациального (см. рис. 2), палинологического (см. рис. 3, 4), палеонтологического анализов, а также геохронологическая привязка событий радиоуглеродным (по C^{14}), археологическим и дендрохронологическим методами позволяют выделить шесть основных этапов в истории развития лагуны и растительного покрова окружающей территории. Формирование лагуны началось около 5—6 тыс. лет назад при отметках Черноморского бассейна порядка минус 20—25 м в результате образования бара, протянувшегося в субширотном направлении вдоль южных склонов Мюссерской возвышенности. В мелководную лагуну (абс. отм. дна в переуглубленной ее части достигает минус 20—21 м) с Мюссерской возвышенности впадали многочисленные речки. В песчаных отложениях сформировавшейся лагуны встречен обедненный комплекс конхилиофауны: *Cardium edule*, *Chione gallina*, *Bittium reticulatum* с единичными экземплярами *Paphia discrepans* и *Spisula subtruncata*, что указывает на значительное опреснение лагуны и на ее, по-видимому, полную изоляцию от открытого моря.

I этап. С развитием очередной трансгрессивной фазы улучшается связь лагуны с открытым морем, уровень которого поднялся до отметок, возможно, несколько выше современных [6, 7, 8]. В максимум трансгрессивной фазы, который датируется 3,8—4,0 тыс. лет, значительно расширилась площадь лагуны, глубина ее увеличилась до 15—17 м, а соленость вод была равна солености вод открытого моря и, по-видимому, несколько превышала современную. В иловатых глинах этой стадии развития лагуны встречаются богатые эвригалинные комплексы конхилиофауны: *Divarisella divaricata*, *Pitar rudis*, *Spisula subtruncata*, *Ostrea edulis*, *Mytilus galloprovincialis*, *Chione gallina*, *Cardium exiguum*, *Cardium edule*, *Mytilaster lineatus*, *Bittium reticulatum*. Первый этап характеризуется богатой лесной флорой, где широкое распространение получили дубравы, грабово-буковые леса с примесью каштана [3]. Широколиственными лесами были покрыты в основном склоны Мюссерской возвышенности, так как на месте современного полуострова был развит прибрежный шельф. Вокруг лагуны и по левобережью р. Бзыби были развиты ольшатники с лещиной. Почти вплотную к лагуне подходил сосновый массив, который в настоящее время имеет распространение только на м. Пицунда, отвечая его конфигурации. Климат теплый, умеренно влажный.

II этап. Фанагорийская регрессивная фаза (около 2,5 тыс. лет назад), в которую уровень Черноморского бассейна снижался до изобат 13—15 м [6, 7, 10], вызвал спад уровня и в лагуне. В это время отмечается сокращение площади лагуны и ее значительное обмеление (глубина не превышает 3—5 м). В илистых песках, реже иловатых глинах, которые содержат большое количество растительных остатков и даже часто заторфованы, встречены сильно обедненные комплексы конхилиофауны: *Cardium edule*, *Abra ovata* и *Hydrobia ventrosa*, что указывает на сильное опреснение водоема и его практически полную изоляцию от открытого моря. Значительное опреснение подтверждается также расцветом в водоеме водной растительности (уруть, ежеголовка). На склонах Мюссерской возвышенности распространены смешанные широколиственные леса, в древостое которых уменьшилось участие дуба. Увеличилась площадь, занятая ольховыми лесами. Климат по-прежнему умеренно влажный, изменился в сторону некоторого похолодания.

III этап. Нимфейская трансгрессивная фаза, в которую уровень Черного моря 1,5—1,6 тыс. лет назад достиг отметок, близких к современным [6, 7, 8, 10], вызвала новый подъем уровня в лагуне, в результате чего восстановилась ее связь с открытым морем. Площадь лагуны опять увеличилась, глубины ее несколько возрастают, но в связи с накоплением к этому времени достаточно мощной толщи лагунных осадков не превышают 5—6 м. Однако степень проточности и минерализации воды была несколько ниже, чем в предыдущую трансгрессивную фазу, на что указывает обнаруженный в иловатых глинах этого этапа развития лагуны достаточно богатый солонолюбивый комплекс тонкостенной конхилиофауны: *Cardium edule*, *Mytilaster lineatus*, *Ostrea edulis*, *Bittium reticulatum*, *Rissoa membranacea*, *Hydrobia ventrosa*, и редкие *Spisula subtruncata*, *Cardium exiguum* и др.), а также продолжающая произрастать в водоеме водная растительность. В широколиственных лесах, которые были широко распространены, возрастает роль граба. Площадь, занятая ольшатниками и сосновым лесом, сокращается. Климат теплый и более влажный, чем в предыдущий этап.

IV этап. Незначительный спад уровня моря, отмечавшийся в раннем средневековье [1] и достигавший трехметровой изобаты, привел к сокращению лагуны и полной изоляции ее от открытого моря, в результате чего она быстро опресняется и превращается в крупное реликтовое озеро с глубинами не менее 1—2 м. В иловатых глинах этого этапа развития лагуны не встречается морская фауна. В связи с обмелением водоема исчезают уруть и ежеголовка, широко расселяются осоки и рогоз. Широкое развитие получают сосновые леса, которые, возможно, поднимаются и на Мюссерскую возвышенность. Заболоченная пойма р. Бзыби и берега лагуны покрыты ольховыми лесами с примесью лещины. Климат стал холодней и суше.

V этап. Позднесредневековое потепление [2, 5] вызвало очередную подъем уровня Черного моря. Максимальное время развития этой трансгрессивной фазы по возрасту древесины из погребенной почвы берегового вала датируется нами XII—XIII вв. (680±90, ЛУ-524 А). Обмелевшая опресненная лагуна в это время заболачивается. Мощность торфа, накопившегося в водоеме, достигает 1,0—1,5 м. Однако присутствие в спектрах значительного количества пыльцы водных растений указывает на существование и открытых участков водной поверхности. Широкое распространение на данном этапе получают широколиственные леса, в основном из граба. Примесь бука, дуба, ильма незначительна. По-прежнему большие площади заняты ольшатниками. Климат умеренно теплый, умеренно влажный.

VI этап. Спад уровня Черного моря, вызванный позднесредневековым похолоданием (малая ледниковая эпоха), вызвал снижение уровня грунтовых вод на п-ове Пицунда. Сильно заболоченное опресненное озеро превращается в низинное болото (0,3—0,4 тыс. лет назад). Резко сокращается в ландшафте роль широколиственных лесов. Господствующей формацией становятся ольховые леса. Климат умеренно влажный, изменился в сторону похолодания.

Таким образом, в развитии лагуны со времени ее образования наблюдается четко выраженная стадийность, определяемая уровнем режимом Черноморского бассейна и степенью изолированности лагуны от открытого моря. Проведенные палинологические исследования позволили выявить определенную последовательность в смене растительного покрова п-ова Пицунда и низкогорья Мюссерской возвышенности, обусловленную климатическими изменениями, описанными для северного полушария [4, 9]; показали, что эвстатическая ритмика, осложняющая общее развитие голоценовой трансгрессии, имеет климатическую предопределенность.

УКАЗАТЕЛЬ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балабанов И. П., Островский А. Б. Некоторые особенности развития подводных «каньонов» юго-западного побережья полуострова Пицунда в позднечетвертичное время. — *Океанология*, 1979, № 4.
2. Блютген Н. География климатов, т. 2. М., 1973.
3. Квавадзе Э. В. Новая схема развития растительного покрова Кавказской низменности в голоцене. — *ДАН СССР*, 1978, т. 241, № 1.
4. Кинд Н. В. О понятиях «синхронность» и «метахронность» при реконструкции климатов и оледенений антропогена. — В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М., 1973.
5. Лэмб Г. Г. Влияние атмосферы и океанов на изменение климата и развитие материкового оледенения. — В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., 1968.
6. Новые данные о палеогидрологическом режиме Черного моря в верхнем плейстоцене и голоцене / Островский А. Б., Измайлов Я. А., Балабанов И. П., Скиба С. И., Скрябина Н. Г., Арсланов Х. А., Гей Н. А., Супрунова Н. И. — В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М., 1977.
7. Палеогеографические условия новейшей черноморской трансгрессии в связи с проблемами внутриводораздельных и межбассейновых стратиграфических корреляций / Островский А. Б., Измайлов Я. А., Балабанов И. П., Гей Н. А., Скиба С. И., Скрябина Н. Г. — *Инф. бюл. Коорд. центра стран — членов СЭВ по проблемам Мирового океана*. М., 1975, № 3.
8. Федоров П. В. Позднечетвертичная история Черного моря и развитие южных морей Европы. — В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М., 1977.
9. Хотинский Н. А. Голоцен северной Евразии. М., 1977.
10. Шилик К. К. Изменение уровня Черного моря в позднем голоцене и палеотопография археологических памятников Северного Причерноморья античного времени. — В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М., 1977.

*Е. В. МАКСИМОВ, Г. И. КЛЕЙМЕНОВА,
М. Г. КОЗЫРЕВА, Е. Е. СВИСТУНОВ*

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ГОЛОЦЕНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КИРГИЗСКОГО АЛАТАУ

Центральное положение на северном склоне Киргизского Алатау занимает бассейн р. Аламедин. Особенностью орографии этого бассейна является приуроченность наибольших высот не к осевому гребню, а к боковым отрогам, отделяющим бассейн Аламедина от бассейна р. Ала-Арчи на западе и от бассейна р. Иссык-Аты на востоке. В первом из них поднимается массив Западный Аламедин, достигающий высоты 4894 м, во втором — массив Киргизстан с высотами до 4840 м.

На склонах этих массивов, обращенных в сторону бассейна Аламедина, залегают крупные ледники (Маяковского, Моренный, Забирова, Вилесова на склонах массива Западный Аламедин; Рерихов и Пастухова на склонах массива Киргизстан). Характерно, что ледники, связанные с массивом Западный Аламедин, оканчиваются необычно низко для ледников Киргизского Алатау. Открытый конец ледника Маяковского лежит на высоте 3180 м, ледника Забирова еще ниже — на высоте 3020 м (средняя высота открытых концов ледников на северном склоне хребта составляет 3670 м). Более того, названные ледники в отличие от подавляющего большинства ледников Киргизского Алатау проявляют в наше время явные признаки активности. Так, фронт ледника Маяковского за промежуток времени в 17 лет (с 1962 по 1979 г.) продвинулся на 156 м вперед. Еще более разительным является пример с ледником Забирова. В 1962 г. он оканчивался обрывом льда на высоте 3300 м. Сейчас он широкой лапой спустился с ригеля и достиг отметки в 3020 м.

В долине Аламедина ледник во время последней ледниковой эпохи спускался до необычно низких отметок в 1450—1500 м. Конечные морены максимальной стадии последнего оледенения (или концы трогов) фиксируются в Киргизском Алатау, как правило, не ниже 1700—1800 м. Троговую форму долина Аламедина сохраняет вплоть до «Волчьих ворот» — узкой теснины, выводящей реку из гор во впадину Байтык. Ниже впадения р. Бузулган к правому борту долины причленен внешне напоминающий морену комплекс высотой до 150 м. Однако это не морена, а поднявшийся тектонический блок, перекрытый сверху обвальными и делювиальными отложениями. С разрывами, ограничивающими этот блок, связаны выходы теплых источников. Ниже комплекса прослеживается моренный контур, сходящийся к высоте 1700 м и очерчивающий положение конца ледника во время I стадии распада аламединского ледника.

Конечная морена II стадии находится на высоте 2000 м. Она хорошо видна по правому борту долины между устьями рек Кульбото и Салык в виде моренных обрывов характерного голубоватого цвета высотой до 80 м. На левом берегу реки сохранились только незначительные остатки морены; ее место занято громадным конусом р. Ат-Джайлоо.

В средней части долины собственно Аламедина конечных морен нет совсем. Долина теряет троговый облик и напоминает, скорее, широкий рифт с очень крутыми склонами и плоским дном. Конечные морены снова появляются только в верхней части долины Аламедина, а также в долинах его верхних притоков — рек Алтын-Тор и Ашу-Тор. Общее число последовательно лежащих конечных морен равно здесь 4—5 [1]. Нижняя из них — морена III стадии (у впадения Ашу-Тора в Аламедин) — привязывается к отметке 2800 м, наиболее высокие (морены VII стадии) — к отметкам порядка 3150—3370 м.

Обращает на себя внимание громадный разрыв по высоте — порядка 800 м — между моренами II и III стадий. Согласно теоретической схеме [3] высотный интервал между конечными моренами этих стадий не должен превышать 200—300 м.

Ранее эта высотная инверсионность конечных морен долины Аламедина была объяснена тем, что вся северная периферия бассейна, несущая морены максимальной, I и II стадий в самом недалеком прошлом (уже после отложения морены II стадии) испытала опускание на 500 м [5]. Принимая это положение, можно допустить, что во время максимальной, I и II стадий аламединский ледник соответственно оканчивался на высотах: $1450 + 500 = 1950$ м; $1700 + 500 = 2200$ м

и $2000+500=2500$ м. Осредненные высоты конечных морен этих стадий на северном склоне Киргизского Алатау соответственно равны 1780, 2170 и 2460 м [2]. Как видно, высоты трех рассматриваемых конечных морен долины Аламедина после введения поправки в 500 м оказались близки к осредненным высотам морен этих стадий.

Остановимся теперь подробнее на долинах левых притоков Аламедина — рек Ат-Джайлоо и Кутургансу (рис. 1). Первая из них не имеет ледникового питания, вторая берет начало с ледников Забирова и Вилесова. Характерной чертой обеих долин является то, что из них в сторону Аламедина спускаются громадные конусы селевого облика. Оба конуса подмыты рекой. Кое-где видны фрагменты двух-четырёх низких террас (не выше 6—7 м). Почвенный покров на конусах обдает крайне незначительной мощностью — не более 10—12 см. Поэтому можно думать, что селевая катастрофа, вызвавшая образование конусов, произошла сравнительно недавно. Судя по террасам, она должна была произойти не ранее IV—V стадий оледенения (т. е. 6000—4000 лет назад).

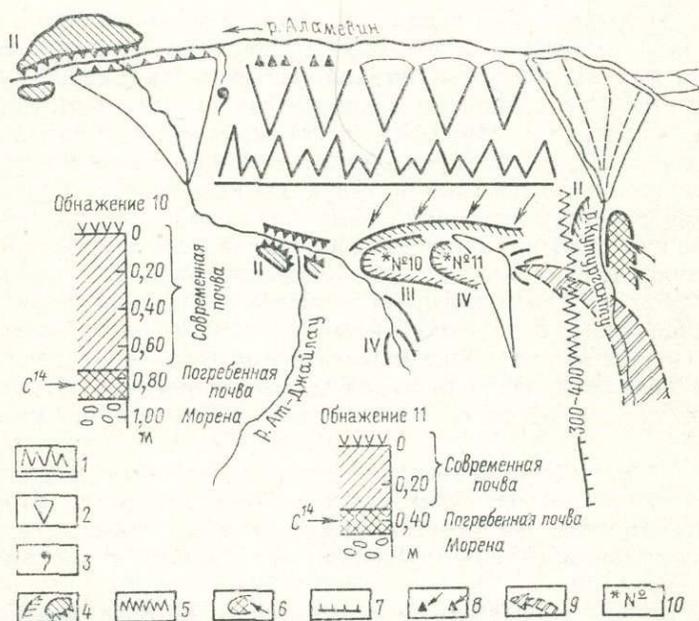


Рис. 1. Морфологическая ситуация в мертвом трого (бас. Аламедина).

1 — скалистый гребень «Зубы дракона»; 2 — конусы выноса; 3 — родники, 4 — конечные морены; 5 — обрыв мертвого трого в сторону долины Кутургансу; 6 — овальный комплекс; 7 — плечи трого; 8 — обвалы; 9 — направление движения льда из долины Кутургансу в мертвый трог; 10 — места отбора образцов.

Левый борт долины Аламедина на участке между конусами Ат-Джайлоо и Кутургансу образован изолированным отрогом «Зубы дракона» высотой до 500—600 м. В сторону Аламедина он оборван стеной почти отвесных скал, у подножия которых находится целая серия круто лежащих частично обвалных конусов. Тектоническая природа этого обрыва не вызывает сомнения, тем более, что у его нижнего края, неподалеку от конуса Ат-Джайлоо находится мощный выход родниковых вод.

С другой стороны отрога виден троговый проход, ведущий из средней части долины Кутургансу в среднюю часть долины Ат-Джайлоо. При современной гипсометрии трудно себе представить, как мог поток льда направляться из долины Кутургансу в троговый проход. Дело в том, что этот мертвый участок трога оборван в сторону долины Кутургансу обрывом высотой по меньшей мере в 300 м.

В том месте, где мертвый трог смыкается с долиной Ат-Джайлоо, в последней виден обрывок конечной морены, подвешенный на скалах на высоте 2100—2150 м. Судя по абсолютной высоте, а также по характерной голубоватой окраске это, скорее всего, фрагмент конечной морены II стадии ледников, спускавшийся по долине Ат-Джайлоо и по мертвому трогу. Аналогичная конечная морена видна на левом борту долины Кутургансу, неподалеку от конуса. Правда, лежит эта морена заметно выше — на высоте 2380—2400 м. Если обе морены считать моренами II стадии, то придется принять, что первая из них (в долине Ат-Джайлоо) опустилась по крайней мере на 350—400 м, а вторая (в долине Кутургансу) — только на 100—120 м (принимая, что морены II стадии должны находиться на высоте около 2500 м).

В самом мертвом троге обнаруживаются конечные морены двух генераций с высотами лбов и валов до 20—40 м. Подножие нижней из них находится на высоте 2350—2400 м, верхней — на высоте 2550—2600 м. Обе морены покрыты луговой растительностью. Сложены они слабоокатанными палеозойскими конгломератами и частично, особенно нижняя, перекрыты обвалами, поступившими со стороны отрога «Зубы дракона». На нижней генерации отчетливы молодые сейсморвы. Нижняя генерация образована из двух подкомплексов. Один из них, более древний, выступает в виде вала береговой морены, тянущегося вдоль подножия отрога «Зубы дракона» и замыкающегося на высоте 2350 м. Второй в виде круглого лба вложен в первый и оканчивается на высоте 2400 м. Кроме того, со стороны сая левого борта долины подходит еще один вал, отложенный ледником, выдвигавшимся из этого сая. Основные два подкомплекса несомненно образованы кутургансуйским ледником, поскольку вал правой береговой морены тянется почти от самого обрыва, обращенного в сторону долины Кутургансу.

Вторая генерация образует не менее отчетливый моренный лоб. Сверху она подрезана селевым конусом, выходящим из второго сая левого борта долины. На участке между селевым конусом и обрывом видны моренные всхолмления, очевидно являющиеся «хвостами» морены второй генерации.

Относя морену в среднем течении долины Ат-Джайлоо ко II стадии, логично конечные морены мертвого трога рассматривать как морены III и IV стадий. Согласно теоретической схеме морены этих стадий превышают морену максимальной стадии соответственно на 870 и 1115 м. Прибавляя указанные величины к высоте положения конца ледника максимальной стадии в долине Аламедина, получим: $1450 + 870 = 2320$ м и $1450 + 1115 = 2565$ м. Как видим, полученные высоты очень близки к действительным высотам конечных морен в мертвом троге. Это значит, что обе морены мертвого трога, так же как и три нижние морены долины Аламедина, испытали опускание примерно на 500 м. Не будь этого опускания они соответственно находились бы на высотах: $1950 + 870 = 2820$ м и $1950 + 1115 = 3065$ м.¹

Все-таки стадияльная принадлежность рассматриваемых конечных морен из-за их сравнительно низкого гипсометрического положения

¹ Заметим, что осредненная высота подножий конечных морен III и IV стадий на северном склоне Киргизского Алатау соответственно равна 2760 и 3020 м [2].

вызывала сомнение. Поэтому решено было попытаться оценить их абсолютный возраст, пользуясь методикой, разработанной О. А. Поморцевым [6]. Из гумусовых горизонтов, находящихся в основании почв, покрывающих рассматриваемые конечные морены и непосредственно соприкасающихся с мореной, были отобраны образцы весом более 5—6 кг каждый. Согласно выводам О. А. Поморцева, процесс почвообразования на молодом моренном субстрате начинается в первые десятилетия после освобождения его ото льда. Следовательно, самый нижний слой почвы, непосредственно лежащий на теле морены, имеет возраст, достаточно близкий к возрасту морены. Время, затраченное на образование слоя почвы мощностью в 3—5 см (т. е. того слоя, из которого брались образцы), О. А. Поморцев оценивает примерно в 1000 лет. Поэтому к каждой полученной радиоуглеродной датировке необходимо прибавлять 1000 лет.¹ В радиоуглеродной лаборатории Ленинградского университета были получены следующие датировки: для образца из обнажения на морене III стадии: 7130 ± 610 лет (ЛГУ-920) и для образца из обнажения на морене IV стадии: 6440 ± 180 лет (ЛГУ-921). С введением указанной выше поправки возраст морен может быть соответственно оценен примерно в 8000 и в 7000—7500 лет. Теоретический возраст конечных морен III стадии, согласно А. В. Шнитникову (1957), составляет 7600—7700 лет. Как видно, разница полученного и теоретического возрастов незначительна. Кажется вполне реальным, что после отступления ледника, которое произошло сразу после 8000 л. н., началось образование гумусового прослоя со средним возрастом в 7130 лет. Хуже обстоит дело со второй датировкой. Теоретический возраст морен IV стадии — 5700 лет. Поэтому следовало ожидать, что мы получим возраст примерно в 4700—5000 лет. В действительности полученная датировка примерно на 1400—1700 лет превышает предполагаемую.

Сейчас мы не в состоянии решить, в чем причина отклонения второй датировки от теоретического возраста морен IV стадии (к этому вопросу ниже мы еще вернемся). Важно другое. Это то, что для Киргизского Алатау впервые получена хоть и оценочная, но все-таки абсолютная датировка одного из членов стадияльного ряда — конечной морены III стадии. Существенно от теоретического возраста морен III стадии она не отличается. Это значит, что используемая нами хронологическая шкала — шкала А. В. Шнитникова — в принципе справедлива и для Киргизского Алатау. Напомним в связи с этим, что для соседнего Кунгей-Алатау О. А. Поморцевым был получен по углю примерный возраст морены II стадии (около 10000 лет), также существенно не отличающийся от теоретического возраста морен этой стадии. Полученные датировки подтверждают также факт предположенного чисто морфометрическим путем грандиозного опускания северной периферии бассейна Аламедина в голоцене. Более того, можно утверждать, что рассматриваемое опускание произошло во всяком случае позже образования конечных морен III стадии.

Посмотрим теперь, как обстоит дело в долине р. Кутургансу. Как уже говорилось, слева немного выше конуса плавной дугой с высоты в 120—130 м спускается морена голубоватого цвета, отнесенная к II стадии. Это значит, что во время II стадии оледенения кутургансуйский ледник бифурцировал, направляя одну ветвь вниз по долине Кутургансу, а вторую ветвь по мертвому трогу в сторону долины Ат-Джайлоо.

На правом берегу Кутургансу также недалеко от конуса поднимается на 130—140 м в виде террасы-приставки комплекс, скорее все-

¹ По нашему мнению, эта величина несколько завышена.

го, обвального генезиса (рис. 2). Он тянется вверх по долине почти на два километра и исчезает недалеко от современной морены ледника Забирова, образования которой начинаются с высоты 2840 м. Создается впечатление, что в какой-то момент дно долины Кутургансу подверглось разверзанию и затем было засыпано рыхлым обломочным материалом на глубину более 100 м. В дальнейшем река слева промыла рыхлый чехол, сохранив вдоль правого борта долины террасу-приставку. Описанное выше событие, очевидно, произошло позже образования морены II стадии, которая сама несет признаки разверзания и размыва. В мертвом трого лежат ненарушенными конечные морены III и IV стадий. Ледник V стадии в мертвый трог попасть не мог, поскольку к этому времени дно долины Кутургансу было уже разорвано. Поэтому вероятнее всего главный импульс движений имел место в хронологическом интервале, разделяющем образование морен IV и V стадий, т. е. между 6000 и 4000 л. н.

Теперь возникает вопрос: почему в долине Кутургансу отсутствуют конечные морены III, IV, V и VI стадий? Согласно теоретической схеме, их соответственно следовало бы ожидать на таких высотах: $1950+870=2820$ м, $1950+1115=3065$ м, $1950+1330=3280$ м, $1950+1460=3410$ м. Наконец, открытый конец ледника должен был бы спускаться до высоты 3690 м ($1950+1740$). Главный парадокс долины Кутургансу заключается в том, что открытый конец ледника Забирова лежит на 670 м ниже, т. е. на высоте 3020 м. Современная морена

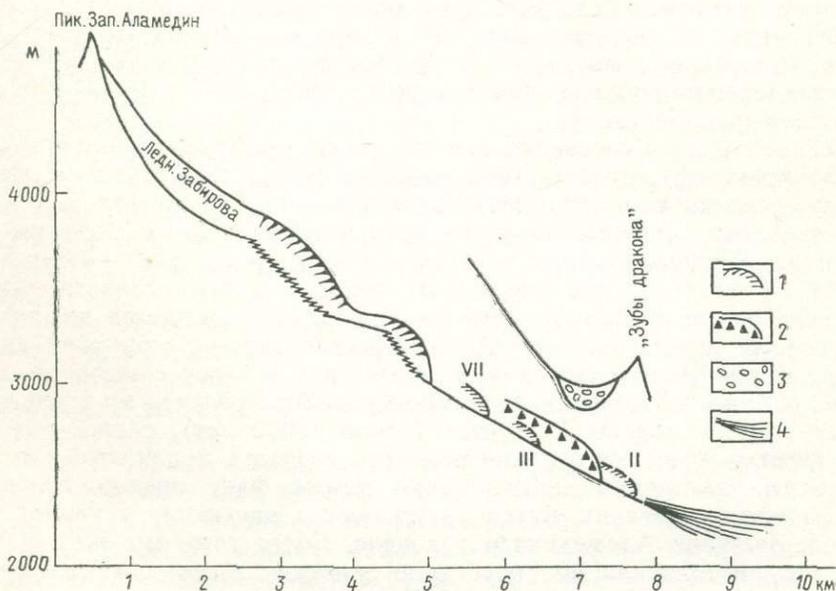


Рис. 2. Продольный профиль долины Кутургансу.

1 — конечные морены; 2 — обвальный комплекс; 3 — основная морена, заполняющая дно мертвого трого; 4 — конус Кутургансу.

этого ледника вместо того, чтобы находиться на высоте 3590 м, находится на высоте 2840 м. Такое положение могло возникнуть только в результате подъема гор. Поскольку у нас нет оснований думать, что нижняя часть долины Кутургансу также испытала подъем (скорее даже она несколько опустилась), постольку подъемы должны были произойти исключительно в верхней части долины Кутургансу, т. е. они охватили массив Западный Аламедин.

Самый простой путь оценки величины подъема массива — по положению конца ледника. Ранее было показано, что подъем обрамления на 500 м влечет за собой опускание края ледника на 300 м [4]. Отсюда пропорционально получим, что подъем массива составил примерно 1100 м. Конечно, не следует эту величину принимать слишком буквально. Ясно лишь, что массив Западный Аламедин в недалеком прошлом поднялся на многие сотни метров. Начало этих подъемов сопровождалось опусканием нижней части бассейна Аламедина и развертыванием тектонического шва, проходящего по оси долины Кутургансу. Рухнувшие с бортов массы обломочного материала погребли конечную морену III стадии (см. рис. 2). Граница между поднявшимся массивом и подвергшейся развертыванию долиной Кутургансу, очевидно, связана с системой грандиозных ригелей, поднимающихся в зоне конца языка ледника Забирова.

Если бы подъем массива Западный Аламедин был моментальным, то, очевидно, конец ледника быстро бы спустился вниз и, достигнув равновесного положения, отвечающего новым параметрам оледенения, стал бы стадияльно сокращаться по обычной схеме. В этом случае конечные морены V и VI стадий должны были бы обнаруживаться ниже современной конечной морены. Если же подъем массива осуществлялся постепенно (или во всяком случае прерывисто), то должно было сложиться положение, при котором ледник перешел к стадияльному наступанию и последовательно перекрывал ранее отложенные морены (в нашем случае морены V и VI стадий).

Имеется ряд оснований думать, что движения в районе массива Западный Аламедин продолжают и в наше время. Прежде всего это большая активность самого ледника Забирова, спустившего за 17 лет свой конец на 280 м по вертикали. Долина Кутургансу интенсивно селевая. Видны сели разных генераций. Имеются признаки (участки погибшего леса) совсем недавнего оживления селевой деятельности. В самом недалеком прошлом развертывание тектонического шва распространилось в направлении на ледник Вилесова. Во всяком случае валы молодой морены, обрамляющие конец ледника Вилесова, ниже ледника оказываются подвешенными над дном долины на 200 и даже 300—350 м. Объяснить это можно только тем, что уже после образования морены VII стадии (т. е. на протяжении последних 200—300 лет) развертывание дна долины на этом участке достигло грандиозной величины. Есть даже топографические данные, которые могут быть истолкованы как свидетельство происходящих ныне подъемов. По съемке сороковых годов пик Западный Аламедин имел высоту 4875 м, а по съемке шестидесятых годов — высоту 4894 м. Если это расхождение высот не является результатом неточности метода, то скорость подъема пика Западный Аламедин достигнет в наши дни величины почти на 1 м в год.

Изменение палеогеографической обстановки изучалось по спорово-пыльцевым спектрам разрезов почвенных образований на моренах III и IV стадий в мертвом троге. В разрезе 10 (рис. 1 и 3) насыщенный гумусом горизонт (образец 2) показал абсолютный возраст в 7130 лет. Выше него образцы 5, 7 и 9 оказались обедненными пылью, что может свидетельствовать о неблагоприятной биоклиматической обстановке времени отложения соответствующих горизонтов. Пропорциональный расчет времени образования горизонтов, из которых были отобраны указанные образцы, дал следующие интервалы: между 4670 и 3830, между 2970 и 1680 и позже 730 л. н. от современности. Эти интервалы прекрасно согласуются с хронологией V, VI и VII стадий оледенения (см. рис. 3). Между указанными горизонтами отобра-

ны образцы (6 и 8) с богатым содержанием микрофоссилий. Спорово-пыльцевые спектры этих образцов по составу компонентов близки между собой: преобладают споры и пыльца травянистых и полукустарничковых растений. Споры представлены семейством Polypodiaceae Botrychium; единично встречены споры Bryales. Среди пыльцы трав и кустарничков доминирует *Ephedra* cf. *distahya* постоянны находки пыльцы семейств Chenopodiaceae, Tamaricaceae, Caryophyllaceae, Rosaceae, Geraniaceae, родов *Artemisia*, *Polygonum*. Отмечены также единичные зерна пыльцы древесных пород: *Picea*, *Pinus*, *Alnus* и *Betula*. Видимо, горизонты, из которых были отобраны образцы 6 и 8, отвечают межстадиалам V—VI и VI—VII стадий.

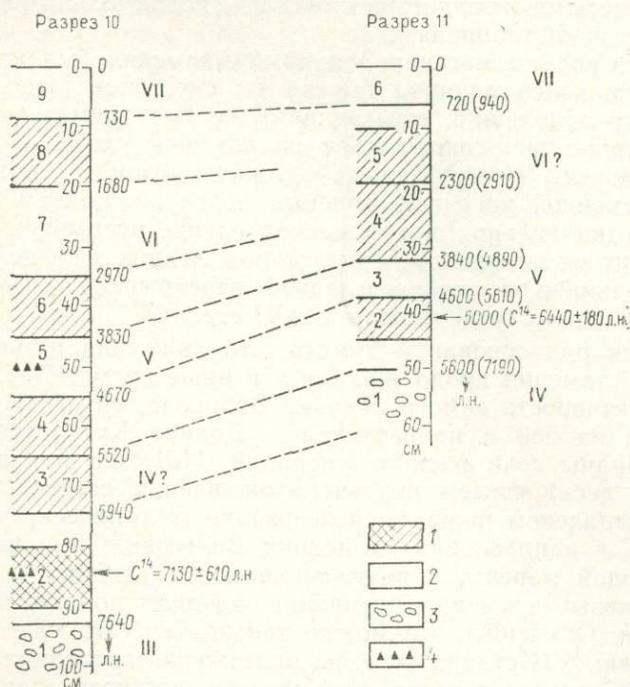


Рис. 3. Приближенная идентификация разрезов 10, 11.

1 — горизонты, обогащенные спорами и пыльцой; 2 — горизонты, обедненные спорами и пыльцой; 3 — морена; 4 — горизонты, насыщенные угольными частицами. Остальные пояснения в тексте.

Образец 2 содержит достаточно большое количество микрофоссилий, в основном спор Polypodiaceae; насыщенность последних на препарат составляет более 300 зерен. В то же время концентрация пыльцы травянистых и кустарничковых растений низкая — всего лишь 30 форм; среди них преобладает *Ephedra* cf. *distahya*. Высокая гумусированность этого горизонта указывает на то, что он формировался в целом в благоприятных биоклиматических условиях. Абсолютный возраст образца 2 твердо указывает на принадлежность его к межстадиалу III—IV стадий.

Сложнее обстоит дело с положением в разр. 10 горизонта, отвечающего IV стадии. Два промежуточных образца (3 и 4) показали самое высокое во всем разрезе содержание пыльцы и спор. Количество последних (главным образом за счет представителей семейства Polypodiaceae) составляет в среднем 700—900 зерен на препарат. Кроме того, отмечены Bryales и Botrychium. В составе травянисто-кустар-

ничкового яруса по-прежнему доминирует пыльца *Ephedra* cf. *distachya*. Постоянны находки Rosaceae, Geraniaceae, Chenopodiaceae, Artemisia, Juniperus, Polygonum, *Polygonum* cf. *viviparum*. Пыльца древесных пород — Pinus и Betula — единична.

Известно, что во время климатического оптимума голоцена верхняя граница леса в горах значительно поднималась и условия в целом становились более благоприятными. С другой стороны, именно во время климатического оптимума проявилась IV стадия оледенения [3]. До сих пор это парадоксальное обстоятельство не нашло себе объяснения. Мыслимо только одно предположение: сравнительно теплые условия климатического оптимума в какой-то момент сопровождались резким увеличением количества осадков. В результате ледники продвинулись вперед не столько за счет похолодания, сколько за счет избыточного увлажнения. Если в разр. 10 вообще присутствуют горизонты, связанные с климатическим оптимумом, то это, судя по высокому содержанию пыльцы и спор, горизонты, из которых отбирались образцы 3 и 4. Допуская постоянную скорость накопления почвенного горизонта, пропорционально можно получить, что IV стадия должна была проявиться на участке образца 3.

Обнажение 11 (рис. 3) расшифровывается с трудом. Прежде всего это связано с тем, что полученная радиоуглеродная датировка не полностью отвечает гляциоморфологической ситуации. Дело осложняется еще тем, что палинологическая идентификация обоих разрезов осуществляется неуверенно. В разр. 11 наиболее благоприятные условия фиксируются в образце 2. В общем составе спектра этого образца доминируют споры, главным образом Botrychium, количество которых составляет 174 экземпляра; кроме того, присутствует 24 споры семейства Polypodiaceae. Среди недревесной пыльцы основное место занимает *Ephedra* cf. *distachya* (176 зерен), а пыльца Juniperus, Polygonum, Artemisia, Caryophyllaceae встречается единично. В разрезе № 10 наибольшее количество пыльцы и спор зарегистрировано в образцах 3 и 4 (см. выше). Образец 3 мы предположительно отождествили с IV стадией. Тогда образцы 4 (из разр. 10) и 2 (из разр. 11) отвечают благоприятным условиям межстадиала IV—V стадий.¹ Спектры образцов 3 и 6 из разр. 11 имеют более обедненный флористический состав по сравнению с образцами 4 и 5 из того же разреза. Это хорошо видно при сравнении образцов 3 и 4. Для спектра первого из них характерно господство пыльцы кустарничка *Ephedra* cf. *distachya*, количество которой составляет 77 зерен. Постоянное, но незначительное участие принимает пыльца семейств Gramineae, Chenopodiaceae, Dipsacaceae, Caryophyllaceae, Asteraceae, Leguminosae, Lythraceae и родов Carex, Artemisia. Среди спор господствуют споры Botrychium — 65 экз. и Polypodiaceae — 32 экз. Общий состав спектра образца 4 складывается по-прежнему спорами Botrychium (177 экз.) и Polypodiaceae (60 экз.) и пыльцой недревесных растений. Среди последней доминирует пыльца Polygonum и *Ephedra* cf. *distachya*. Кроме них, встречаются представители семейств Chenopodiaceae, Leguminosae, Geraniaceae, Rosaceae, Caryophyllaceae, p. Artemisia.

Таким образом, горизонты разр. 11, из которых были отобраны образцы 3 и 6, предварительно можно сопоставить со стадиями, причем первый из них очевидно отвечает V стадии, а второй — VII стадии. VI стадия оледенения, которая примерно должна была бы проявиться на границе образцов 4 и 5, в разрезе отражения не нашла.

Правильность сопоставления разрезов 10 и 11 мы попытались

¹ Характерно, что оба указанных образца каждый в своем разрезе показывают наибольшее содержание пыльцы эфедры.

проверить геохимическим путем. Из каждого образца была отобрана навеска весом в 1 г. Просеянные через сито с диаметром отверстий в 1 мм и растертые в ступке до состояния пудры, навески прокаливались в муфельной печи при температуре 450°C до постоянного веса. При этой температуре сгорала вся органическая составляющая проб, минеральная часть оставалась [8].

Изменения потерь, полученных при прокаливании, для обоих разрезов фиксируют увеличение потерь снизу вверх по разрезам. Это вполне закономерно, поскольку сохранность органики также увеличивается снизу вверх. Однако в разр. 10 отчетливо проявляется волна повышенного содержания органики, приходящаяся на образцы 3, 4, 5. Вершина этой волны отвечает образцу 4. Выше было показано, что образцы 3 и 4 из разр. 10 регистрируют самое высокое содержание пылицы и спор и вероятнее всего отвечают условиям климатического оптимума голоцена.

В разр. 11 эта волна фактически отсутствует, что вполне понятно, поскольку конечная морена IV стадии находилась в момент накопления образца 2 гораздо ближе к леднику, чем морена III стадии в тот же самый момент, когда накапливался образец 4.

Вместе с тем в разр. 11 фиксируются два выступа, показывающие некоторое увеличение содержания органики и отвечающие образцам 2 и 4 (межстадиалы IV—V и V—VI). Образец 3, напротив, очевидно связан с V стадией оледенения.

Вернемся теперь к вопросу о датировках. Почему же все-таки на такую значительную величину отклонилась датировка в разр. 11? В этом отношении можно высказать несколько предположений. Во-первых, при определении возраста образца в лаборатории допущена ошибка, во-вторых, конечная морена, которую мы отнесли к IV стадии, в действительности является одной из подстадий III стадии, в-третьих, какие-то неизвестные причины вызвали удревнение датировки в разр. 11 по меньшей мере на 1400 лет.

Рассмотрим их подробнее.

Первое предположение вряд ли может быть принято. Отбирались образцы в аналогичных условиях и проходили совершенно аналогичную обработку в лаборатории. Раз мы приняли одну датировку, то обязаны принять и другую.

Второе предположение также вряд ли приемлемо. Стадиальные конечные морены мертвого трога и морфологически, и по высоте несомненно являются самостоятельными конечными моренами. Кроме того, почвенный покров на морене III стадии на 40 см мощнее почвенного покрова на морене IV стадии, что также может свидетельствовать о значительной разнице в их возрастах. Попытка палинологического и геохимического отождествления разрезов 10 и 11, хотя и не слишком уверенная, также говорит о том, что первый разрез охватывает значительно больший отрезок времени, чем второй.

Остается только третье предположение. В этом отношении самым важным является то, что удревнение возраста произошло с горизонтом, который находился на поверхности вероятнее всего в момент быстрого опускания мертвого трога. Существует ли связь знака тектонических движений и содержания C^{14} в прилегающих слоях атмосферы, мы не знаем, но не исключено, что такая связь может быть обнаружена в будущем.¹ Таким образом, по мнению авторов, верхняя конечная морена в мертвом троге, несмотря на значительное отклонение

¹ Об отклонениях радиоуглеродного возраста, полученного по углям, образовавшимся во время вулканических извержений писали Л. Д. Сулержицкий и В. С. Фролова [7].

полученной датировки (в сторону удревления), все-таки должна рассматриваться как морена IV стадии.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что центральные районы Киргизского Алатау пережили в середине голоцена перестройку рельефа, вызванную тектоническими движениями большого размаха. Вся северная периферия гор на участке бассейна Аламедина испытала опускание. По оси долины р. Кутургансу возникла глубокая трещина, к югу и особенно к юго-западу от которой начались энергичные подъемы. Горные массивы, расположенные на водоразделе бассейнов Аламедина и Ала-Арчи и обладавшие еще в первой половине голоцена высотами до 3500—3800 м, за вторую половину голоцена увеличили свою высоту чуть ли не на километр, образовав крупнейшее поднятие Киргизского Алатау — массив Западный Аламедин. Судя по ряду признаков, эти подъемы продолжаются и в наши дни. Начались рассматриваемые дифференцированные движения центральной части Киргизского Алатау с сильнейшего тектонического пароксизма, сопровождавшегося значительными изменениями абсолютных высот гор, раскрытием тектонических швов и катастрофической селевой деятельностью.

УКАЗАТЕЛЬ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Максимов Е. В. Многовековая изменчивость ледников бассейнов Иссык-Аты и Аламедина в Киргизском Алатау. — Изв. ВГО, 1963, вып. 6.
2. Максимов Е. В. Общие закономерности дегляциации Киргизского Алатау. — Изв. ВГО, 1967, вып. 1.
3. Максимов Е. В. Проблемы оледенения Земли и ритмы в природе. Л., 1972.
4. Максимов Е. В. Бронированные ледники и их происхождение. — В кн.: Динамика природных процессов горных стран. Л., 1977.
5. Максимов Е. В. Ледниковое прошлое хребта Киргизский Алатау. Л., 1980.
6. Поморцев О. А. К вопросу о датировании конечно-моренных образований горных ледников. — В кн.: Исследование наледей. Якутск, 1979.
7. Сулержицкий Л. Д., Фролова В. С. Радиоуглерод в древесине из областей современного вулканизма. — ДАН СССР, 1966, т. 171, № 6.
8. Гарновский А. А., Сочилина Б. Е. Главные химические элементы ландшафта и возможность определения их концентраций методом эмиссионного спектрального анализа. — Вестн. Ленингр. ун-та, 1976, № 18.
9. Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. М.; Л., 1957.

Е. С. МАЛЯСОВА

ЗНАЧЕНИЕ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА В ИЗУЧЕНИИ ДОННЫХ ОСАДКОВ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Морские геологические исследования, широко развернувшиеся в течение последнего десятилетия, показали наличие на дне океанов и морей мощной толщи рыхлых отложений от юрских до плейстоценовых и современных. Правильность определения возраста контролировалась несколькими методами — фораминиферовым, радиоляриевым, диатомовым, спорово-пыльцевым и др. Значение отдельных методов в изучении бассейнов разного типа оказалось неодинаковым. Так, при исследованиях Тихого и Индийского океанов прекрасные результаты для стратиграфического расчленения осадков плейстоцена дал фораминиферовый анализ, Берингова моря и Атлантического океана — диатомовый. Спорово-пыльцевой анализ, составляющий надежную базу стратиграфического расчленения рыхлых отложений суши, оказался результативным для донных осадков крупных озер, внутриконтинентальных морей и прибрежной зоны открытых морей [2, 3, 8, 11, 13].

При палинологическом исследовании осадков внутриконтинентальных морей было установлено, что исходным для всякого рода реконструкций, в том числе и разработки стратиграфии, является палеофлора, отражающая изменение зональных черт растительности в связи с изменениями климата в течение всего времени существования водоема. Вместе с тем необходимо учитывать и особенности формирования спектров в отдельных водоемах, определяемые размером, глубиной и характером гидродинамического режима. Выявлено также, что характерные для бассейна в целом особенности формирования спектров нередко затушевываются или искажаются под действием локальных факторов [15].

Объектом наших исследований является Баренцево море. Для обоснованного решения по данным спорово-пыльцевого анализа палеогеографических и стратиграфических вопросов в связи с поисками на северном шельфе полезных ископаемых, потребовалось проведение методической работы, основные задачи которой состояли в следующем: 1) выяснении особенностей распределения и захоронения пыльцы и спор в поверхностном слое осадков; 2) оценке результативности спорово-пыльцевого анализа в изучении донных осадков крупных морей с активным гидродинамическим режимом; 3) анализе и сопоставлении основных закономерностей формирования спорово-пыльцевых спектров в ряду: мелкие озера → крупные озера → внутриконтинентальные моря → открытые моря. Для решения поставленных задач автором при помощи метода спорово-пыльцевого анализа изучались поверхностные

пробы, колонки донных осадков длиной до 4 м, поднятые в разных районах моря, поверхностные почвенные и озерные пробы с п-ова Канин и южного острова Новой Земли.

Большая часть площади Баренцева моря расположена на материковом шельфе за Полярным кругом. Сложный рельеф дна и связь с океаном определяют своеобразие гидродинамического режима и связанного с ним процесса осадконакопления, что проявляется в формировании разных фаций и пестром распределении их по дну бассейна. Общая для всех бассейнов закономерность, проявляющаяся в возрастной с глубиной пелитовой фракции, отчетливо прослеживается и в этом бассейне, но в ход механической дифференциации существенные поправки вносит рельеф дна. Поэтому на одних и тех же глубинах, но в разных элементах рельефа могут откладываться песок крупнозернистый, песок илистый или глинистый ил [9].

Пыльца и споры в поверхностном слое осадков. Поверхностные пробы отобраны по площади дна не совсем равномерно. Преобладающая часть их поднята у западных берегов о-ва Западный Шпицберген и о-ва Медвежий, в районе банки Копытова, Земли Франца-Иосифа и на склоне южного о-ва Новой Земли. Мало данных по Центральной и Северо-Восточной впадинам, Северному плато и склону Полярного бассейна. Тем не менее полученные данные позволяют проследить особенности распределения и захоронения пыльцы в море.

Гранулометрический анализ проб, изученных палинологически, показал, что преобладающая часть их характеризует песок мелкий (Md 0,25—0,1 мм), алеврит крупный (Md 0,1—0,05 мм) и мелкоалевритовый ил (Md 0,05—0,01 мм), глинистые осадки (пелиты) представлены только двумя пробами. Для получения сравнимых данных во всех пробах определялась концентрация пыльцы и спор путем подсчета зерен во всем объеме суспензии (обогащались навески в 50—75 г). Установлено, что концентрация пыльцы и спор изменяется в значительных пределах в зависимости от типа осадков, распределение которых, в свою очередь, подчиняется рельефу дна и динамике водных масс (рис. 1). Самая низкая концентрация от 0 до 10 зерен в 1 г характерна для песчаной группы осадков (Md 0,1—1,0 мм, содержание пелита 5%) западной и центральной частей акватории, где проходит основная ветвь Нордкапского течения. В такой же группе осадков мелководий Мурманского, Канинско-Колгуевского и Гусиной банки концентрация пыльцы изменяется от 8 до 1200 зерен в 1 г. Наиболее часто повторяются значения от 10 до 50 зерен в 1 г и только в шести пробах (губа Титовка, Канинско-Колгуевское мелководье, западный склон о-ва Колгуев, Центральная впадина) концентрация превышает 400—500 зерен в 1 г ($S_0 = < 2-3,3$, содержание пелитовой фракции — 15—22%). В алевритовой группе осадков концентрация пыльцы и спор по сравнению с песками возрастает, но пределы колебаний также остаются значительными (3—276 зерен в 1 г, чаще повторяются значения от 20 до 60 зерен в 1 г; $S_0 = < 2$ или $S_0 = 2-3,5$; содержание пелита от 22 до 49%). Максимальная концентрация пыльцы в осадках этого типа — 276 зерен в 1 г — обнаружена на возвышенности Персея. В илистых осадках концентрация пыльцы составляет 503 зерна в 1 г.

Таким образом, анализ количественного распределения пыльцы и спор по площади Баренцева моря показывает, что и в этом крупном водоеме достаточно отчетливо проявляется наблюдаемая во всех бассейнах зависимость концентрации пыльцы от типа осадка; по мере возрастания содержания в осадке пелитовой фракции в нем увеличивается количество пыльцы и спор [3, 6, 10].

По содержанию пыли и спор в 1 г осадка всю площадь морского дна можно разделить на три крупных района: 1) прибрежная зона от Рёст-банки на западе до Канинско-Колгуевского мелководья на востоке; 2) мелководья Гусиной банки и Новоземельское; 3) вся площадь моря севернее 72° с. ш. от склона Норвежского моря на западе до района п-ова Адмиралтейства на Новой Земле.

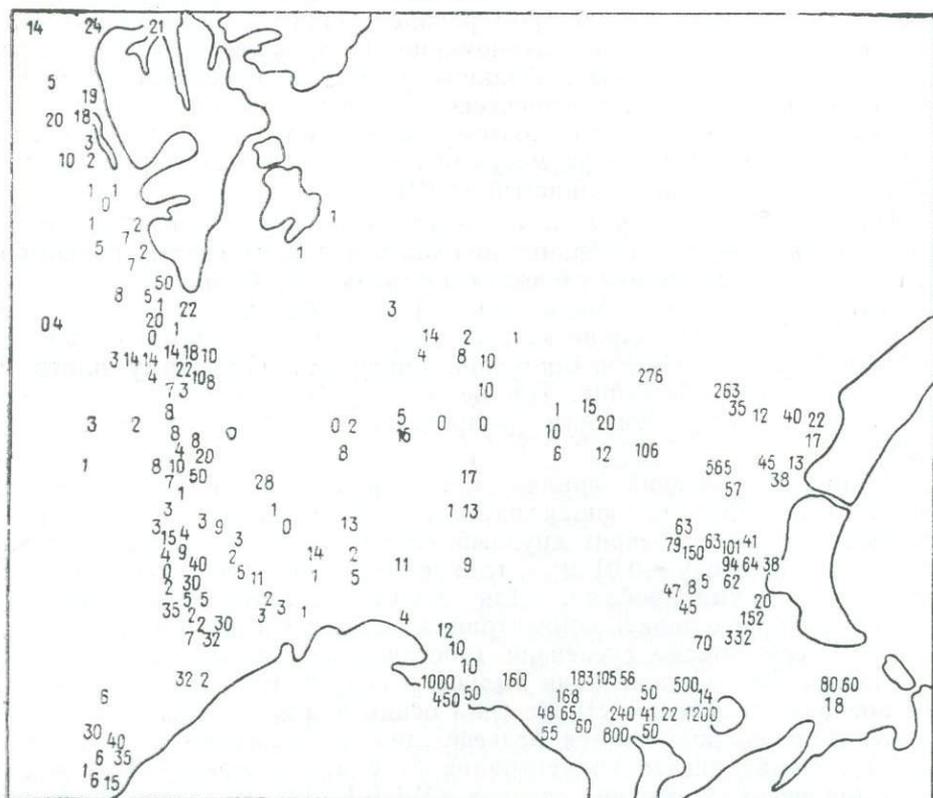


Рис. 1. Концентрация пыли и спор в поверхностном слое Баренцева моря.

Прибрежная зона. Концентрация пыли в осадках прибрежной зоны изменяется от 1 до 1200 зерен в 1 г. Минимальные значения от 1 до 10 зерен в 1 г приурочены к побережью Фенноскандии—зоне прохождения основной ветви Нордкапского течения. Глубины здесь изменяются от 140—560 м (банки Рёст, Фулей, Финмаркен) до 1557 м (склон Норвежского моря). Осадки формируются преимущественно песчаные (M_d 0,5—0,25 мм и 0,25—0,1 мм; $S_0 = < 2$). В небольшом количестве проб концентрация пыли составляет 30—60 зерен в 1 г. Пробы подняты с разных глубин — 190 м, 400 м и более 1000 м. Осадки преимущественно глинистые с содержанием пелитовой фракции от 21 до 54% (M_d 0,11; 0,027; 0,059 мм, $S_0 = < 2$), что свидетельствует о формировании их в затишных зонах. В восточном секторе прибрежной зоны концентрация пыли в осадках увеличивается, и еще больше возрастают пределы колебаний ее значений. Так, на Мурманском мелководье, отличающемся сильными приливно-отливными течениями, концентрация пыли в осадках составляет 10—50 зерен в 1 г, в затишных зонах, в устьях губ она возрастает до 1000—1200 зерен в 1 г. Такая же концентрация пыли отмечается в элев-

ритовых и глинистых осадках Канинско-Колгуевского мелководья (Md 0,11—0,085 мм; $S_0 = < 2$; содержание пелитовых частиц не более 12%). Низкая концентрация пыли от 1 до 14 зерен в 1 г отмечалась в крупных алевритах (Md 0,1—0,05 мм; $S_0 = 2$) с большим содержанием углистых частиц, радиолярий и спикул губок и в хорошо сортированных крупных песках (Md 10 мм).

Большие пределы колебаний концентрации пыли и спор в осадках прибрежной зоны в целом обусловлены активным гидродинамическим режимом — мощными постоянными и приливно-отливными течениями. В таких условиях, как отмечала М. В. Кленова [1960], тесная связь осадков с рельефом обнаруживается на очень коротких расстояниях. Даже при небольшом увеличении глубины создаются благоприятные условия для осаждения пелитовых частиц и захоронения вместе с ними пыли и спор.

Мелководья Гусиной банки и Новоземельское. Концентрация пыли и спор в осадках этого района изменяется от 8—13 до 565 зерен в 1 г. Минимальная концентрация 5—17 зерен в 1 г установлена в крупно- и мелкозернистых хорошо отсортированных песках, формирующихся на глубинах от 23 до 130 м (Md от 0,12 до 0,248 мм; $S_0 = 2$). Содержание пелитовой фракции в песках не более 13%. Более высокая концентрация — от 100 до 565 зерен в 1 г — отмечена на тех участках морского дна, где формируются мелкопесчаные и алевритовые осадки с содержанием пелитовой фракции от 22 до 40% (Md от 0,103 до 0,018 мм; $S_0 = 2$, глубина 200 м). В количественном содержании пыли и спор в осадках отражается своеобразие процесса седиментации в данном районе моря. Основным гидродинамическим фактором здесь является Нордкапское течение и волнения, вызываемые ветрами северных румбов. Поэтому в сочетании со сложным рельефом дна формируются осадки разнообразного механического состава. Распределение их по площади зависит не столько от глубины, сколько от конфигурации подводных впадин и возвышенностей. Этот же фактор определяет и условия захоронения пыли и спор, а следовательно, и концентрацию пыли в осадке в целом.

Огромная площадь морского дна, расположенная севернее 72° с. ш., характеризуется сложным рельефом дна и активным гидродинамическим режимом. Поэтому формирующиеся здесь осадки отличаются большим разнообразием и пестротой распределения по площади. Пробы, поднятые в западной части акватории, характеризуют алевритовую группу осадков (Md 0,1—0,05 мм; 0,05—0,01 мм) хорошей и средней сортированности, в восточной части — песчаную (Md 0,25—0,1 мм; $S_0 = < 2$). Концентрация пыли в преобладающей части проб невелика — от 1—2 до 22 зерен в 1 г. В двух пробах, поднятых с глубин 78 и 350 м у западного берега о-ва Западный Шпицберген, концентрация пыли составляет 50 зерен в 1 г. Осадки представлены крупным алевритом (Md 0,09 мм; $S_0 = 2,7$) и илистым песком (Md 0,148 мм; $S_0 = > 3,5$) с содержанием пелитовой фракции 14 и 19%. В двух пробах с возвышенности Персея (мелкоалевритовый ил; Md 0,038 мм; глубина моря 308 м и 340 м) обнаружена более высокая концентрация пыли — 106 и 276 зерен в 1 г. Содержание пелита в осадке не более 20—30%. По данным М. В. Кленовой [1960], песчанистый ил такого состава покрывает дно всех ровных участков и склонов подводных возвышенностей на больших глубинах. Самые северные пробы (27 шт.) подняты в районе архипелага Земли Франца-Иосифа (80° с. ш.). Рельеф дна здесь сложный: выделяются впадины глубиной до 520 м, ограниченные склонами разной крутизны, мелководья (глубины до 150 м), ложбины и желоба, разделяющие мелкие

острова. Осадки представлены песком мелкозернистым (Md 0,25—0,1 мм), алевритом песчанистым и глинистым (Md 0,1—0,05 мм и 0,05—0,01 мм). Концентрация пыли во всех без исключения типах осадков не превышает 1—3 зерен в 1 г.

Особый интерес представляет анализ 5 проб, отобранных с поверхности льда, с глубины 12 см от поверхности и с глубины 10,5 м и 23 м от «0» уровня на станции СП-22. Во всех пробах в массе отмечались углистые частицы, растительный детрит разной фоссилизации и цвета, колонии водорослей (нитчатых?) с хлорофиллом. Три споры сфагнома обнаружены в пробе с поверхности льда и одно зерно сосны в пробе льда с глубины 23 м от «0» уровня.

Из анализа фактического материала следует, что Баренцево море по сравнению с Белым и Балтийским морями характеризуется низкой концентрацией пыли в осадках и неравномерным распределением ее по площади бассейна. Самая низкая концентрация 1—10 зерен отмечается в осадках, формирующихся в зонах прохождения Нордкапской ветви Гольфстрима и сильных приливно-отливных течений, а также на значительном удалении от берега (свыше 200 м). Максимальная концентрация пыли 500—1200 зерен в 1 г отмечается в осадках, приуроченных к зонам современного интенсивного осадконакопления. Эти зоны хорошо узнаются по палинологическим данным: устья заливов и губ Мурманского побережья, мелководья Канинско-Колгуевское, Новоземельское и Гусиной банки. Интересно отметить, что в осадках этих же мелководий по сравнению с другими районами моря в большем количестве присутствует и органическое вещество.

В настоящее время установлено, что распределение пыли по площади любого бассейна подчиняется закономерности, обусловленной различиями в глубине отдельных его частей. От глубины бассейна зависят: 1) однородность или различия в условиях разноса пыли по площади бассейна, 2) степень влияния на процесс захоронения пыли и спор отдельных гидродинамических факторов или гидродинамического режима в целом, определяющего зональность в распределении осадков разного механического состава и пылевых зерен, и 3) степень различия спектров прибрежной зоны, склона и глубоководной зоны. Формирование спектров в Баренцевом море также определяется указанными выше факторами, но существенную поправку в распределение пыли и спор вносит еще один фактор — величина бассейна. Влияние расстояния от берега проявляется в уменьшении количества пыли и спор в сторону открытого моря. Так, в пробах с Мурманского мелководья и Канинской банки концентрация пыли в мелких песках составляет 55—168 зерен в 1 г осадка, в крупных алевритах — от 105 до 183 зерен в 1 г. В такого же типа осадках возвышенности Персея концентрация пыли не превышает 15 зерен в 1 г, в районе Медвежинской банки и Земли Франца-Иосифа (80° с. ш.) чаще повторяются значения концентрации единично.

В тесной связи с величиной бассейна и особенностями гидродинамического режима находятся и распределение пыли отдельных древесных, травянистых и споровых растений, и разнообразие состава спорово-пылевых спектров. Растительность островов и южного берега Баренцева моря характеризуется господством мхов, лишайников, кустарничков (ива, ерник) и трав. Цветковые растения произрастают и плодоносят только в наиболее благоприятных условиях местобитаний. Все встречающиеся на побережье моря растения производят ничтожно малое количество пыли и спор, которые и рассеиваются на ограниченной территории — вблизи их мест обитания.

Родовой и видовой состав спектров поверхностных проб Барен-

цева моря включает растения, широко распространенные на территории лесной, лесотундровой и тундровой зон Севера европейской части Союза. Это еще раз подтверждает правильность существующего мнения о том, что основным источником пыли и спор в море является ветровой занос. Кроме пыли и спор в эмульсии отмечались миоспоры, переотложенные из палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений. Содержание этой группы микрофоссилий от пробы к пробе изменяется в очень больших пределах — от одного-двух до 1000% от суммы субфоссильных зерен. Присутствуют спикулы губок, диатомы, растительный детрит разной фоссилизации. В нескольких пробах, поднятых с Мурманского мелководья у западного побережья Кольского полуострова, вблизи п-ва Канин, в устье Печоры выделены спектры, которые характеризуют, по-видимому, межледниковые отложения. В составе их отмечена пыльца *Abies sp.*, *Pinus s/g Haploxylo*, *Carpinus*, *Ulmus* и споры *Osmunda*. Пыльца и споры из межледниковых отложений резко отличаются от субфоссильных, они более плоские, темного цвета, экзина их плотная. В указанных районах обнаружены также спектры с господством пылицы *Betula nana*, *Salix*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia* и других компонентов перигляциальной флоры, характерные для позднеледниковых осадков московского? валдайского? оледенений.

В общем составе спектров всех образцов преобладает пыльца древесных пород — от 55 до 97%. Пыльца травянистых растений содержится в количестве от 1 до 4%, споры — от 2—5 до 48%. Необходимо отметить, что процентные соотношения вычислялись только в тех пробах, при просмотре которых с поверхности двух стекол размером 18×18 мм удавалось подсчитать не менее 200 зерен (концентрация пылицы в осадке составляет 25—30 зерен в 1 г). Если концентрация пылицы меньше, то в спектрах, как правило, встречается в значительном количестве только пыльца сосны (50—120 зерен) и реже споры папоротников и сфагновых мхов. Пыльца других растений единична. Пыльца древесных пород принадлежит ели, сосне, ольхе, березе кустарниковой и древовидной. В спектрах отдельных проб отмечена пыльца пихты, сосны сибирской, в двух пробах — пыльца липы и вяза (по одному зерну).

Пыльца ели в разном количестве от 5 до 20% встречается в спектрах всех проб прибрежной зоны, Гусиной банки и Новоземельского мелководья (до 72° с. ш.). Максимальное количество пылицы ели — от 12 до 20% — отмечено в небольшом количестве проб прибрежной зоны в песках (Md от 0,148 до 0,27 мм; $S_0 = < 2$) и в крупных алевритах (Md 0,08 мм; $S_0 = 1,6$). Пробы подняты со дна Рёст-банка, Мурманского мелководья и Каннинской банки. В районе Новоземельского мелководья только в спектре одной пробы содержание пылицы ели составляет 15% (Md 0,108 мм; $S_0 = 2,1$), во всех остальных пробах количество пылицы ели не превышает 7%. В западном и центральном секторах моря пыльца ели отмечена единично, но чаще всего отсутствует. Данные о распределении пылицы ели по дну Баренцева моря подтверждают наш вывод о том, что количество ее в поверхностном слое в значительной степени определяется расстоянием от продуцировавших растений, водным путем пыльца ели далеко не разносится [15].

Пыльца сосны присутствует в спектрах всех проб. В прибрежной зоне (до 72° с. ш.), в районе Гусиной банки и на Новоземельском мелководье количество пылицы сосны колеблется от 5—10 до 86%, наиболее часто повторяются значения 5—25%. Значительно меньше ее в центральной и западной частях акватории — от 1 до 12%.

Зависимость содержания пыльцы сосны от гранулометрического состава осадков, существующая в озерах разного размера и во внутриконтинентальных морях [5, 16, 19, и др.], здесь проявляется не так отчетливо, что объясняется большим разнообразием локальных гидродинамических условий, а также размерами бассейна.

В прибрежной зоне большое количество пыльцы сосны (70—90%) фиксировалось как в крупных песках (Md 0,54 мм, 0,46 мм; $S_0=2,7$), так и в алевритах разной крупности и с разным коэффициентом сортировки (Md 0,027 мм, $S_0=2,3$; Md 0,08 мм, $S_0=1,7$; Md 0,085 мм, $S_0=1,5$). Но в этих же районах и в такого же типа осадках отмечается и самое низкое содержание пыльцы сосны — от 1 до 48—57% (Md 0,52 мм, 0,48 мм, 0,08 мм, $S_0=3,1$; Md 0,026 мм, $S_0=3,6$; Md 0,075 мм, $S_0=2,1$). В западном и центральном секторах моря пыльца сосны является доминирующим компонентом спектров осадков разного гранулометрического состава (Md 0,4 мм; 0,5 мм; 0,08 мм; 0,026 мм) и с коэффициентом сортировки от 1,5 до 3. Если представить степень участия пыльцы сосны в спектрах этих проб в процентах, то получили бы значения 80—90. И эти высокие проценты, связанные с резким возрастанием статистической погрешности, дали бы искаженную картину распределения пыльцы сосны по дну моря. В данном случае затусевывался бы один из главных факторов формирования спектров — величина бассейна.

Пыльца березы в количестве от 1—2 до 33% присутствует в спектрах проб, поднятых на мелководьях Мурманском и Новоземельском, в осадках западного и центрального секторов пыльца березы чаще отсутствует или отмечается единичными зернами. Максимальное количество пыльцы березы — от 26 до 33% — установлено в песчаных типах осадков (Md 0,232 мм, $S_0=1,3$; Md 0,11 мм, $S_0=2,6$; Md 10 мм) с низкой концентрацией пыльцы — от 5 до 40 зерен в 1 г. Процентные соотношения отдельных таксонов в спектрах этих осадков искажены большой статистической погрешностью. В других типах осадков с большой концентрацией пыльцы содержание пыльцы березы чаще составляет 4—12%. Полученные данные свидетельствуют о небольшом поступлении и крайне неравномерном распределении пыльцы березы по дну бассейна.

Пыльца ольхи заносится в море в небольшом количестве и захороняется в основном в юго-восточном и восточном секторах. В западном и центральном секторах находки даже единичных зерен редки.

Пыльца трав и кустарничков присутствует единично во всех пробах. Состав пыльцы этой группы растений довольно разнообразный. Чаще встречается пыльца следующих семейств: Gramineae, Carex, Chenopodiaceae, Rosaceae (*Rubus chamaemorus*), Ranunculaceae, Ericaceae, Leguminosae, Valerianaceae, Asteraceae, Artemisia. В спектрах трех проб, поднятых с Мурманского мелководья, пыльца трав и кустарничков отмечена в количестве, достаточном для подсчета процентов. Доминирует пыльца Ericaceae (от 61 до 79%) и Gramineae (11%). Спектры такого состава характерны и для поверхностных почвенных проб Кольского полуострова. В спектрах проб с Гусиной банки содержится значительное количество пыльцы *Betula nana* (13—16%), источником которой являются ерники п-ова Канин и Малоземельской тундры. Из-за малого количества в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы трав и кустарничков зависимость содержания их от гранулометрического состава осадков не выявлена.

Споры встречаются в пробах из всех районов моря. Преобладают споры Sphagnum (единично — 85%, чаще повторяются значения 30—50%), Polypodiaceae (единично — 56%, чаще повторяются значе-

ния 24—34%) и *Lycopodium* (единично—56%, чаще 8—23%). В прибрежной зоне, особенно на Мурманском мелководье, встречаются споры *Selaginella selaginoides* (единично—7%), *Botrychium boreale* (единично—1,5%) и в небольшом числе проб—споры хвоща. Споры сфагновых мхов и папоротников в морских пробах составляют существенную часть спектров, достигая в общем составе 27—50%, что свидетельствует о хорошей их плавучести и переносе водой на большие расстояния. Последнее иллюстрируется сравнением степени участия спор в спектрах почвенных и озерных проб из лесной, лесотундровой, тундровой зон (табл. 1).

В лесной зоне сфагновые мхи и папоротники являются локальными элементами, значение которых зависит от строения травяного или мохового ярусов в отдельных типах леса. В лесотундровой и тундровой зонах роль их, особенно папоротников, в составе растительности снижается, а количество спор в спектрах возрастает. Так, в северной части п-ова Канин и на южном о-ве Новой Земли папоротники не растут, но споры их имеют не меньшее значение, чем в спектрах тяжелых проб. Все это, как подчеркивалось нами и ранее [15, 16], заставляет с большой осторожностью оценивать роль споровых в спектрах морских осадков.

Высокие проценты участия спор сфагновых мхов (от 38 до 85%) характерны для спектров прибрежной зоны (банка Рёст, мелководья Мурманское, Гусиной банки и Новоземельское). Гранулометрический состав осадков, содержащих одинаковое количество спор сфагнума (50—60%), изменяется в больших пределах—от алеврито-глинистого ила (Md 0,01 мм) и алеврита (Md 0,027 мм, $S_0=2,3$; Md 0,052 мм, $S_0=2$; Md 0,062 мм, $S_0=2,1$) до песка среднезернистого (Md 0,27 мм, $S_0=1,3$; Md 0,115 мм, $S_0=1,3$; Md 0,29 мм, $S_0=1,9$). В западном и центральном секторах моря споры сфагнов отмечаются единично во всех типах осадков. Сходная картина наблюдается и в распределении спор папоротников.

Таблица 1

Содержание спор зеленых, сфагновых мхов и папоротников в спектрах морских, озерных и почвенных проб из разных растительных зон, %

Наименование спор	Море		Тундра		Лесотундра			Северная тайга			
	Новоземельское мелководье		п-ов Канин		Новая Земля, почва	Кольский п-ов	Поной, почва	Печенга, почва	Пасм-озеро	Сень-озеро	Архангельская область, почва
	проба 1	проба 2	озеро	почва							
Bryales	—	—	0—55,0	0—70,0	0—57,0	26,0	21,0	0,9	—	83,9	2,0
Sphagnum	41,5	53,3	28—83,0	9—100,0	37—70,0	20,0	50,0	12,0	26,5	3,0	25,6
Polypodiaceae	48,2	35,8	2—55,0	0—12,0	6—32,0	32,0	10,0	76,0	67,5	2,4	67,5
Содержание спор в общем составе спектров	30,6	41,0	36,0	25,0	10—60,0	18,0	23,5	18,0	3,5	44,7	17,0

Высокие проценты участия их (36—56%) характерны и для песчаных (M_d 0,54 мм; 0,11 мм) и для алевритовых (M_d 0,085 мм, $S_0=1,5$; M_d 0,06 мм, $S_0=1,9$) осадков юго-восточной и восточной частей акватории. Споры плаунов встречаются в спектрах преобладающей части проб. В большом количестве они отмечены в осадках песчаных и алевритовых Рёст-банки (25%) и Мурманского мелководья (25—56%; M_d от 0,11 до 0,27 мм; $S_0=1,3$; 2,3; 1,6 и M_d от 0,06 до 0,08 мм, $S_0=1,6-1,8$). В растительности суши плауны являются сугубо локальным элементом, но споры их обладают хорошей плавучестью и разносятся водой на большие расстояния, что неоднократно отмечалось многими исследователями [2, 11].

Спорово-пыльцевые спектры почвенных проб с северной части

Места отбора проб	Общее количество пыльца и спор	% дальнезаносной пыльца от общего числа пыльца и спор	Дальнезаносная пыльца					Пыльца				
			<i>Picea</i> sp.	<i>Pinus sylvestris</i>	<i>P. s/g</i> Haploxyton	<i>Alnus</i> sp.	<i>Betula</i> sect. <i>Albae</i>	<i>B.</i> sect. <i>Fruticosae</i>	<i>Juniperus</i>	<i>Betula nana</i>	<i>Salix</i>	Gramineae
р. Кня												
Полигональная тундра	425	22,6	9,7	37,0	5,2	1,9	8,4	—	—	37,8	—	4,5
Ерниковая тундра	216	13,4	4,0	14,0	—	3,1	8,2	—	—	62,0	8,2	2,9
Мохово-кустарничковая тундра	224	9,4	—	13,8	—	—	8,5	—	2,1	72,4	3,2	9,7
Кустарничковая тундра	275	16,7	5,0	24,3	—	0,8	8,4	—	0,8	58,2	1,7	1,0
Мохово-кустарничковая тундра	341	20,9	—	54,2	—	—	—	—	—	45,8	—	—
р. Месна												
Ерниковая тундра	437	29,5	9,4	55,5	1,6	—	1,0	—	—	32,5	—	—
Березняк	150	9,3	—	6,4	—	2,4	2,4	56,0	—	31,2	1,6	—
Ивняк пойменный	193	7,3	1,9	23,0	—	—	1,9	—	—	38,6	34,6	34,2

Из сопоставления полученных данных можно сделать следующие выводы: 1) спорово-пыльцевые спектры поверхностного слоя осадков Баренцева моря формируются за счет воздушного заноса пыльца и спор с обширной территории лесной, лесотундровой и тундровой зон;

2) количественное распределение пыльца и спор по дну бассейна определяется двумя факторами: расстоянием от берега и гидродинамическим режимом. Почти во всех пробах (исключение составляют две-три пробы), поднятых на расстоянии более 200—250 км от берега, независимо от литологии, концентрация пыльца не превышает 20 зерен в 1 г осадка. Это значит, что при просмотре трех стекол размером 18×18 мм обнаруживается не менее 100 зерен древесных, травянистых и споровых растений, при этом значительную долю составляет пыльца сосны и споры сфагновых мхов. В прибрежной зоне существует тесная связь концентрации пыльца с литологией осадка. В зоне приливно-отливных и сильных постоянных течений, где формируются хорошо сортированные песчаные или алевритовые осадки ($S_0=2$), пыльца почти не задерживается. В затишных зонах, особенно в заливах и губах, осадки которых содержат от 30 до 60% пелитовых частиц, концентрация пыльца резко возрастает и состав спектров становится более разнообразным. Значение водного переноса пыльца в формировании спорово-пыльцевых спектров бассейна в целом и локальных гидродинамических условий в захоронении зерен особенно наглядно от-

ражается спектрами осадков Новоземельского мелководья и Гусиной банки. Спектры отличаются разнообразием флоры и по составу могут быть определены как среднетаежные. Вряд ли можно полагать, что на мелководьях обнажаются плейстоценовые или голоценовые осадки. Пыльца и споры из межледниковых осадков, как отмечалось выше, сильно фоссилизированы, в них присутствуют характерные для этого временного интервала компоненты флоры: *Abies sp.*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Osmunda*. Хорошо различаются и позднеледниковые осадки, содержащие флору перигляциального типа. Современный возраст осадков доказывается и сравнением со спектрами голоценовых торфяников Мало-

Таблица 2

п-ова Канин по меридиональному профилю р. Кня—р. Месна, %

кустарников, кустарничков и травянистых растений

<i>Cyperaceae</i>	<i>Rosaceae</i>	<i>Rubus chamaemorus</i>	<i>Ranunculaceae</i>	<i>Polygonum bistorta</i>	<i>Saxifraga sp.</i>	<i>Ericaceae</i>	<i>Arctous alpina</i>	<i>Vaccinium spp.</i>	<i>Empetrum sp.</i>	<i>Andromeda sp.</i>	<i>Geranium sp.</i>	<i>Valeriana sp.</i>	Варта	Bryales	Sphagnum	Polypodiaceae	<i>Lycopodium clavatum</i>	Equisetum	
3,7	—	5,6	—	0,5	—	—	—	51,5	27,9	2,8	—	0,5	2,5	—	83,9	12,5	1,8	1,8	
2,9	—	—	—	1,4	1,4	11,6	—	72,6	5,8	—	—	—	1,4	—	100,0	—	—	—	
5,6	—	—	2,8	—	—	1,4	4,2	69,3	—	—	—	—	5,6	—	57,0	3,4	3,4	36,2	
—	—	11,3	2,1	—	—	6,2	—	48,6	17,5	—	1,0	—	9,2	3,4	88,0	—	1,7	6,8	
—	—	—	—	—	—	36,0	11,3	38,7	12,0	—	—	—	2,0	—	86,5	—	13,3	—	
1,6	—	—	—	—	—	—	—	96,3	—	—	—	1,1	1,0	—	98,3	—	1,7	1,7	
Пыльца трав встречается единично																			
13,6	2,3	—	25,0	1,1	—	—	—	11,4	—	—	2,3	—	9,0	—	69,8	9,4	3,8	11,3	5,7

земельской тундры (район рек Омор и Нельтей) и окрестностей Воркуты [17]. Среднеголоценовые слои в торфяниках характеризуются господством пыльцы ели (до 35—50%), появлением пыльцы ольхи, в позднеголоценовых слоях господствует пыльца березы (50—60%);

3) результаты спорово-пыльцевого анализа поверхностных проб свидетельствуют о том, насколько сложен процесс формирования спектров в Баренцевом море, и без учета особенностей распределения пыльцы по площади бассейна нельзя сделать правильных стратиграфических и палеогеографических выводов. При широком разносе пыльцы по площади резко возрастает степень осреднения спектров. Представление о том, за счет выпадения каких компонентов это происходит, дает сравнительный анализ составов спектров морских, озерных и почвенных проб (табл. 2, 3, 4, 5, см. также [16, табл. 1—4]). Почвенные и озерные пробы отбирались в северной части п-ова Канин и на южном о-ве Новой Земли. Современная растительность этой территории — тундра (полигональная, ерниковая, мохово-кустарничковая). Спорово-пыльцевые спектры почвенных и озерных проб в целом отражают зональный тип растительности: в составе их преобладает пыльца тундровых растений: *Betula nana*, *Salix*, *Carex*, *Gramineae*, *Vacciniaceae*, *Potentilla*, *Dryas punctata*, *Empetrum*. Во всех пробах в количестве от 9 до 41% присутствует дальнезаносная пыльца ели, сосны обыкновенной и сибирской, ольхи, березы древовидной и кустарничко-

вой, а также споры папоротников и, частично, сфагновых мхов. В направлении с юга на север количество дальнезаносной пылицы увеличивается и изменяются соотношения пылицы отдельных древесных пород: уменьшается количество пылицы ели, ольхи, березы (*Betula sect. Albae*, *B. sect. Fruticosae*), тогда как количество пылицы сосны возрастает. Такое направленное изменение состава спектров связано с дифференциацией зерен по морфологическому строению, удельному весу в ходе воздушного переноса [11]. Спектры морских проб обнаруживают большое сходство как по составу, так и процентным соотношениям пылицы древесных пород со спектрами поверхностных проб с южного о-ва Новой Земли. Различия их проявляются в степени участия пылицы трав и кустарничков. Не только локальные, но и зональные (тундровые) элементы в морских пробах присутствуют единично.

Таким образом, спорово-пыльцевые спектры открытых частей моря формируются в основном за счет дальнезаносной пылицы древесных пород таежной зоны и характеризуют растительность огромной территории. Спектры прибрежной зоны, особенно устьев губ, глубоких заливов содержат и локальные, и зональные компоненты, поэтому осреднение их меньше и соответствует таковому в крупных озерах и внутриконтинентальных морях [1, 15, 16].

В результате проведенного исследования становится очевидным, что сложный процесс формирования спорово-пыльцевых спектров в Баренцевом море определяется действием тех же факторов, которые характерны и для других водоемов — величина и характер котловины, степень активности гидродинамического режима. При сравнении значимости этих факторов для бассейнов разного типа можно установить место Баренцева моря в ряду: мелкие озера → крупные озера → внутриконтинентальные моря → открытые моря.

Величина водоема. В настоящее время установлено, что преобладающая часть пылицы и спор заносится в бассейны с окружающей суши воздушным путем, поэтому в составе спектров всех без исключения проб преобладает пыльца древесных пород (80—98%). Разнос пылицы осуществляется на огромные расстояния [6]. Единичные зерна ольхи, сосны, березы, лещины, липы и других присутствуют в поверхностных пробах о-ва Шпицберген, других районов Арктики [4, 7, 12] и даже на Северном полюсе. Но основная часть пылицы отлагается близко от берега (50—100 км). Следовательно, различия в количестве содержания пылицы в осадках в первую очередь определяются величиной бассейна: чем крупнее бассейн, тем меньше пылицы и спор попадает в удаленные от берега точки. Наименьшее значение этот фактор имеет для мелких озер, так как радиус разноса пылицы намного превышает их размеры. Для крупных озер, внутриконтинентальных морей и особенно для Баренцева моря значение расстояния от берега резко возрастает. Для характеристики значимости этого фактора для бассейнов разного размера можно привести следующие цифры: в поверхностном слое озер Карельского перешейка содержание пылицы и спор достигает 22—38,5 тыс. зерен в 1 г осадка, в прибрежной зоне Балтийского и Белого морей — от 800 до 1600 зерен в 1 г, в Баренцевом море в районе Канинского мелководья и Мурманского берега — от 50 до 500 зерен в 1 г, у восточного берега о-ва Шпицберген пылицы нет, у западного берега количество ее не превышает 1—16 зерен в 1 г осадка.

От формы и глубины котловины зависит пространственное распределение пылицы и спор в бассейне любого типа [2, 5, 10, 11, 15, 19]. Как в крупных, так и в небольших по размерам озерах, занимающих плоские и неглубокие котловины, пыльца всех древесных

Спорово-пыльцевые спектры озерных проб с п-ова Канин, %

№ проб	Общее количество пыльцы и спор	% дальнезональной пыльцы от общего к-ва пыльцы и спор	Дальнезональная пыльца древесных пород					Пыльца кустарников, кустарничков, травянистых растений																						
			<i>Picea</i> sp.	<i>Pinus sylvestris</i>	<i>Alnus</i> sp.	<i>Betula</i> sect. <i>Albae</i>	<i>B. sect. Fruticosae</i>	<i>Saxifraga</i> spp.	<i>Betula nana</i>	Gramineae	Cyperaceae	Chenopodiaceae	<i>Polygonum bistorta</i>	Rosaceae	<i>Rubus chamaemorus</i>	Ranunculaceae	Caryophyllaceae	Ericaceae	Vacciniaceae	Empetrum	Artemisia	Asteraceae	Varia	Bryales	Sphagnum	Polypodiaceae	<i>Lycopodium selago</i>	<i>L. clavatum</i>	<i>L. complanatum</i>	
Озеро 1																														
2	466	9,2	2,2	11,3	1,3	4,0	9,4	4,0	67,5	6,5	75,4	—	—	1,6	1,6	4,9	0,5	—	8,1	1,1	—	2,7	0,5	0,5	—	83,3	15,0	—	—	1,7
7	351	12,8	9,0	16,0	2,0	4,5	3,2	1,9	63,5	14,5	63,0	—	—	1,6	1,6	6,5	0,8	0,8	—	1,6	0,8	5,6	0,8	3,2	42,3	28,2	26,7	—	2,8	—
11	542	22,3	7,4	32,9	2,0	8,2	—	2,9	46,6	3,4	82,3	2,9	0,5	0,5	1,0	2,0	0,5	3,9	—	0,5	1,5	—	0,5	9,5	34,5	54,7	1,1	—	—	—
13	596	30,5	1,9	35,2	1,6	16,1	12,9	0,6	27,7	1,2	59,8	—	—	6,1	3,7	4,3	1,2	0,6	13,6	0,6	3,7	—	3,0	1,8	24,6	27,0	47,6	—	—	0,8
Озеро 2																														
8	354	19,5	9,1	34,9	0,7	3,5	16,1	0,7	33,6	14,8	55,7	0,6	6,5	2,6	5,2	2,0	—	—	5,8	—	1,9	0,6	3,0	3,6	85,6	1,8	—	5,4	—	—
6	396	26,3	2,3	37,0	0,5	4,6	4,6	1,9	45,3	38,3	53,0	—	1,6	—	0,8	0,8	—	0,8	2,3	—	1,6	—	—	40,4	59,6	—	—	—	—	—
4	362	30,9	5,0	40,9	1,4	4,6	—	0,9	46,6	18,9	63,0	2,1	1,1	—	—	7,4	—	—	2,1	—	1,1	—	4,3	3,8	73,1	15,4	—	5,8	1,9	—
1	355	24,8	4,5	34,0	0,5	5,0	8,5	2,5	44,5	19,8	67,2	1,0	2,0	3,0	—	2,0	1,0	—	3,0	—	1,0	—	—	1,9	75,5	11,3	—	11,3	—	—
13	309	23,0	2,0	30,1	4,6	9,8	8,5	1,3	43,7	10,8	60,4	—	9,6	—	—	4,8	—	—	7,2	—	2,4	2,4	2,4	41,1	45,5	13,4	—	—	—	—
19	264	21,6	0,8	42,8	—	4,2	—	1,7	48,0	25,3	54,9	1,1	3,3	—	—	—	—	2,2	—	4,4	—	2,2	3,3	3,3	55,5	33,3	5,6	—	5,6	—

Примечание. Озеро 1 расположено в древнем русле р. Хальмера — притоке р. Рыбной; озеро 2 — в старше р. Нарьяги (приток р. Рыбной).

пород распределяется по дну более или менее равномерно. В глубоких озерах с хорошо выраженными морфодинамическими зонами в их котловинах пыльца древесных пород распределяется неравномерно: в прибрежной зоне откладывается больше пыльцы сосны, на склоне —

Состав спектров поверхностных проб

№ образца	Общее число подсчитанных зерен	% дальнезаносной пыльцы от числа подсчитанных зерен	Дальнезаносная пыльца												
			<i>Abies sp.</i>	<i>Picea abies</i>	<i>Picea cf. obovata</i>	<i>Picea недоразвитая</i>	<i>Pinus sylvestris</i>	<i>Pinus sibirica</i>	<i>Pinus недоразвитая</i>	<i>Alnus sp.</i>	<i>Betula sect. Albae</i>	<i>B. sect. Fruticosae</i>	<i>Alnus fruticosa</i>	<i>Betula nana</i>	<i>Salix sp.</i>
1161—1	196	10,2	—	—	—	4*	7*	3*	3*	—	—	3*	—	56,0	44,0
2224—3	253	33,0	1,1	12,6	6,9	—	58,9	12,7	3,4	2,2	2,2	—	—	—	—
1151—1	270	46,0	—	2,4	—	—	48,6	13,6	16,1	—	—	4,0	0,8	14,5	14,5
1139—2	335	28,0	—	2,1	—	—	47,4	11,6	16,8	1,0	7,4	—	—	13,7	—

Примечания. Пробы отобраны по широтному профилю (с юга на север); цифры со звездочкой

пыльцы ели, в глубинной зоне — пыльцы мелколиственных и широколиственных пород. Сходная картина наблюдается в Балтийском море. В Белом море различия спектров в разных морфодинамических зонах проявляются особенно ярко. Наибольшее количество пыльцы ели (8—60%) встречается в мелководной зоне, меньше ее на склоне и еще меньше в глубинной зоне. В последней откладывается наибольшее количество пыльцы сосны (80—97%), спор плаунов (13—34%). На склоне захороняется больше пыльцы березы (5—16%) и ольхи (1—5%), здесь разнообразнее состав пыльцы трав, особенно большим количеством видов и родов представлено разнотравье и верескоцветные. В мелководной зоне встречается больше пыльцы трав, спор папоротников (22—40%). В целом более однородными по количеству и составу пыльцы являются спектры глубинной зоны, формирование их определяется действием основного течения, обеспечивающего широкий разнос пыльцы по дну бассейна. В Баренцевом море из-за его больших размеров условия разноса и седиментации пыльцы многообразны и выявить влияние формы котловины на этот сложный процесс невозможно. Решающее значение приобретает глубина, от которой зависит активность гидродинамического режима, определяющая формирование спектров разного флористического состава, особенно в прибрежной зоне моря. Основным фактором, обеспечивающим своеобразие процесса седиментации пыльцы и спор, является Нордкапская ветвь Гольфстрима, оканчивающаяся на мелководьях Гусиной банки и Новоземельском. Именно в этом регионе моря наблюдается наиболее интенсивная аккумуляция осадков и здесь же захороняется основная масса поступающих в Баренцево море пыльцевых зерен и спор.

В целом гидродинамический режим в бассейнах всех типов определяет 1) концентрацию пыльцы в осадках разных участков дна бассейна, 2) состав спектров и их разнообразие (с учетом различий в растительности побережий и факта, что не вся пыльца попадает и захороняется в осадках). В рассматриваемом ряду возрастает и степень осреднения спектров. Если по данным изучения озерных осадков мож-

но восстанавливать облик палеорастительности до ранга отряда формаций, например хвойные леса, и реже — формации, то по результатам спорово-пыльцевого анализа осадков открытого моря с активным гидродинамическим режимом можно с большой осторожностью ре-

Таблица 4

с южного острова Новой Земли, %

Пыльца травянистых растений и кустарничков

Gramineae	Cyperaceae	Chenopodiaceae	Caryophyllaceae	<i>Potentilla</i> sp.	<i>Dryas punctata</i>	Ranunculaceae	cf. <i>Cardamine</i>	<i>Saxifraga</i> sp.	Ericaceae	Leguminosae	Artemisia	Bryales	Sphagnum	Polypodiaceae	<i>Lycopodium clavatum</i>	<i>L. complanatum</i>
44,3	20,0	—	12,3	—	3,7	—	3,7	12,3	—	—	3,7	—	70,0	28,5	—	1,5
13,1	1,3	1,3	3,9	23,6	7,9	—	10,5	7,9	9,2	1,3	1,3	57,0	37,0	6,0	—	—
32,0	14,4	1,8	30,3	1,8	5,4	1,8	—	3,6	—	—	8,9	—	48,8	29,6	1,9	1,9
31,9	3,1	—	40,9	—	19,0	—	—	3,1	—	1,0	1,0	—	54,3	32,2	11,3	2,2

кой — число зерен.

конструировать зональный тип растительности для прибрежной зоны и только в случаях, когда концентрация пыльцы в осадках составляет не менее 60—100 зерен в 1 г. Большое значение при этом приобретает предел количественного подсчета зерен: подсчет 100—260 зерен древесных пород явно недостаточен, среди массы зерен сосны нелегко встретить пыльцу ели, березы, ольхи, травянистых растений, которые чаще представлены единичными зернами. Особое значение приобретают находки пыльцы растений — обитателей арктических полупустынь и тундр (*Salix*, *Empetrum*, *Ranunculus arcticus*, *Rubus chamaemorus*, *Saxifraga*, *Dryas punctata* и др.).

Значение спорово-пыльцевого анализа для обоснования стратиграфии донных осадков Баренцева моря. Методом спорово-пыльцевого анализа к настоящему времени изучено небольшое число колонок, поднятых в разных районах моря. Длина колонок редко превышает 2—3 м, и только одна из них имеет длину 10 м [18]. Осадки представлены в основном алевролитами, илстым песком или песчаным илом, при просмотре которых под биноклярной лупой обращает на себя внимание абсолютное преобладание зерен кварца разной окатанности. Полный разрез поздне-последнедевонских отложений вскрыт скважиной 3044, пробуренной в Кольском заливе (рис. 2). Палинологическими данными обосновывается выделение в разрезе осадков аллереда (гл. 41—43 м), позднего дриаса (гл. 28—41 м) и голоценовых (от пребореальных до субатлантических). В основу расчленения положены признаки, отличающие спектры голоценовых осадков Кольского полуострова: 1) большее участие в спектрах пребореального периода растений перигляциальной зоны — полыни, маревых, верескоцветных, карликовой березки, 2) заметное увеличение количества пыльцы древовидной березы в начале бореального периода, 3) увеличение частоты находок заносных пыльцевых зерен широколиственных пород в атлантическом периоде, 4) резкое обеднение состава флоры в суббореальный и субатлантический периоды [13]. По этим признакам диаграмма скважины 3044 коррелируется с диаграммами донных осадков Белого моря. От диаграмм одновозрастных

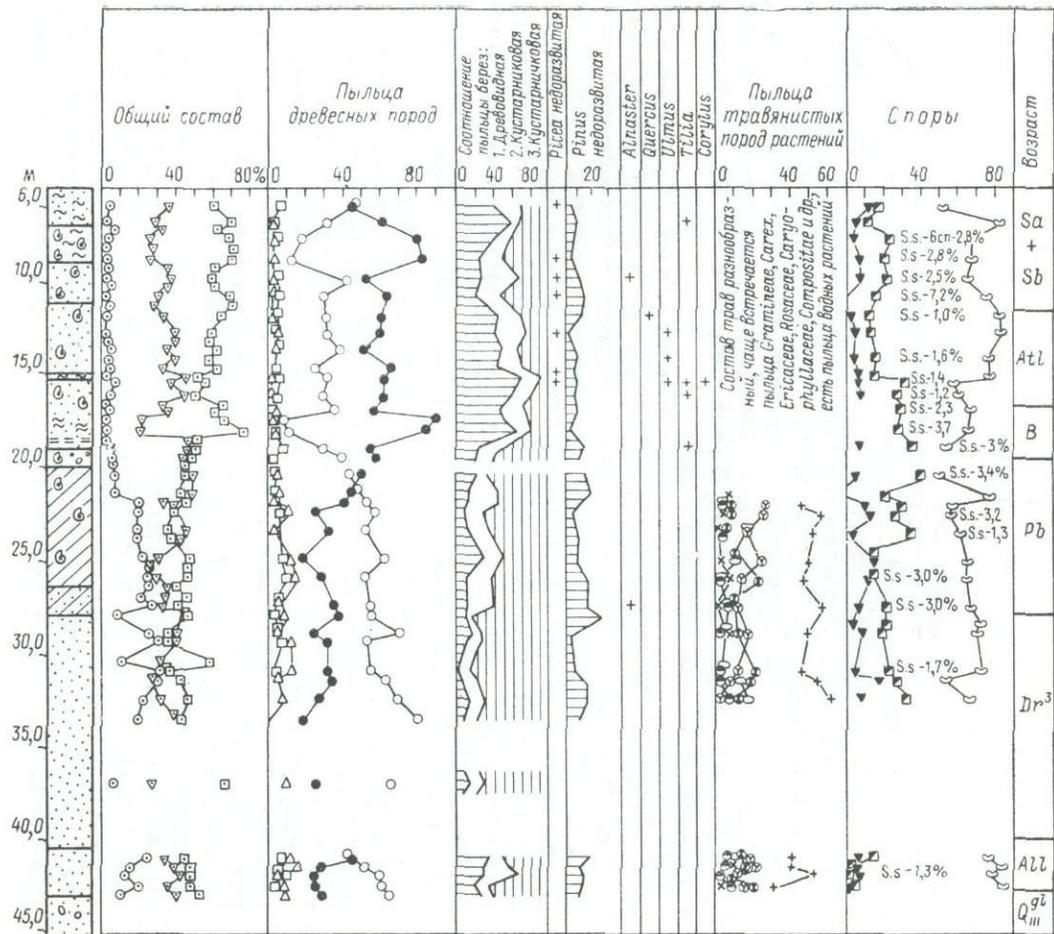


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза скв. 3044 (Кольский залив).

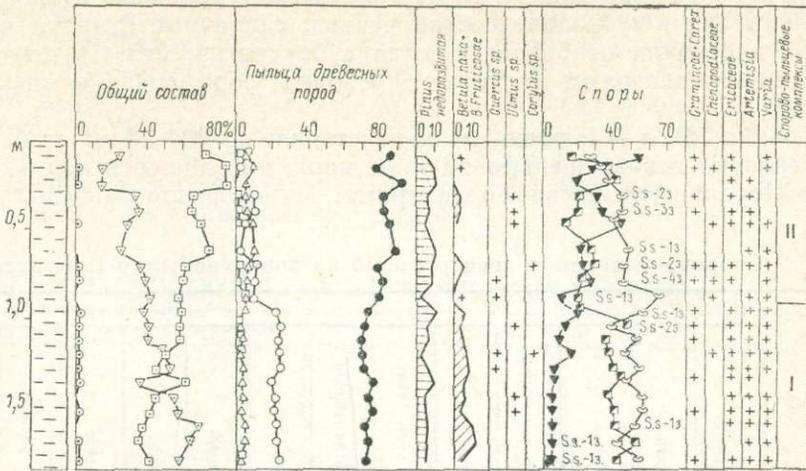


Рис. 3. Спорво-пыльцевая диаграмма колонки 5 (71° с. ш.).

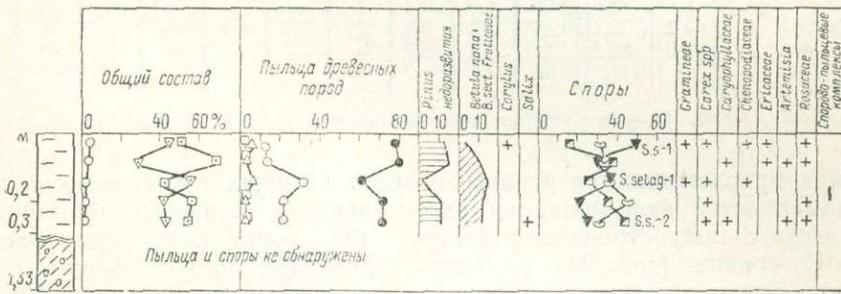


Рис. 4. Спорво-пыльцевая диаграмма колонки 27 (74° с. ш.).



Рис. 5. Спорво-пыльцевая диаграмма колонки 10 (75° с. ш.).

осадков суши ее отличают обилие пыльцы сосны, спор сфагновых мхов, плаунов, папоротников, отсутствие четко выраженного максимума пыльцы ели в субатлантический период, единичные находки пыльцы трав в осадках от бореальных до субатлантических. Перечисленные отличия диаграмм отражают условия формирования спектров в море.

Колонки 122 и 124, поднятые на расстоянии до 20—24 км от берега, характеризуют осадки шельфовой зоны моря, находящейся под воздействием Нордкапской ветви Гольфстрима. На спорово-пыльцевых диа-

Спорово-пыльцевые спектры проб из поверхностного слоя осадков

№ станций отбора проб	Пыльца древесных пород,												
	<i>Abies sp.</i>	<i>Picea sp.</i>	<i>Pinus sylvestris</i>	<i>Pinus</i> неопределенная	<i>Alnus</i>	<i>Betula</i> sect. <i>Albae</i>	<i>B.</i> sect. <i>Fruticosae</i>	<i>B. nana</i>	<i>Ulmus sp.</i>	Gramineae	Cyperaceae	Ctenopodiaceae	Ranunculaceae
42/23665	—	9,3	72,0	3,1	2,0	8,9	—	4,7	—	—	—	2*	—
41/23664	—	4,9	66,0	4,1	3,2	15,0	6,8	—	—	2*	4*	—	—
40/23663	—	8,9	64,0	7,0	2,6	17,5	—	—	—	—	3*	—	—
34/23657	—	3,1	59,7	5,0	5,3	15,8	2,3	8,8	—	2*	5*	—	3*
23/23646	—	1,2	94,2	2,5	—	2,1	—	—	—	—	2*	—	—
7/23630	0,2	9,1	78,6	4,0	1,0	7,1	—	—	—	—	1*	1*	—
12/23635	—	4,2	73,2	2,7	2,7	9,1	3,7	3,7	0,4	—	—	—	—
11/23634	—	2,0	82,2	4,7	2,4	8,7	—	—	—	1*	—	1*	—

Примечания. Станции с отбором проб расположены с юга на север; цифры со звездочкой —

граммах прослеживаются 4 зоны, возраст которых с учетом основных закономерностей формирования растительности Норвегии, Финляндии и Кольского полуострова в голоцене, был определен как ранне- (зона I), средне- (зона II) и поздне- (зоны III, IV) голоценовый [14]. Влияние гидродинамического режима на формирование спектров в данном районе моря фиксируется повышенным содержанием пыльцы сосны, спор плаунов, папоротников и сфагновых мхов. При сравнении диаграмм этих колонок можно заметить, что в спектрах колонки 124, расположенной ближе к берегу, влияние морских условий седиментации проявляется слабее. Но, несмотря на значительную осредненность, палинологические данные составляют надежную основу для корреляции отложений собственно морских, морских и континентальных.

Колонки 5, 27, 10 характеризуют осадки центральной части моря от 71° до 75° с. ш. по широтному профилю вдоль 45° в. д. (рис. 3, 4, 5). Мощность голоценовых осадков здесь мала — 33—180 см. Состав спектров в колонках 27 и 10 бедный, доминирует пыльца древесных пород, главным образом пыльца сосны, много спор плаунов, сфагновых мхов и папоротников. Единичными зернами отмечена пыльца ольхи, ели, пихты, лещины, ивы, вяза, дуба, травянистых растений, споры плаунка плауновидного, ужовника. Спектры такого состава позволяют только высказать предположение о голоценовом возрасте осадков. Осадки колонки 5 (поднята в районе Гусиной банки) охарактеризованы спектрами более сложного состава. По изменению соотношений пыльцы сосны и березы, появлению единичных зерен широколиствен-

ных пород (в нескольких пробах) выделяются два слоя, возраст которых условно можно определить как средне- и позднеголоценовый.

Таким образом, уверенное расчленение донных осадков Баренцева моря по данным спорово-пыльцевого анализа может быть произведено только в прибрежной зоне — в губах и заливах моря, современных мелководьях. С удалением от берега в осадках захороняются только пыльца и споры, приспособленные к дальнему переносу по воздуху и обладающие хорошей плавучестью, на основании которых нельзя судить о возрасте вмещающих их осадков.

Таблица 5

Баренцева моря (Гусиная банка и Новоземельское мелководье), %

кустарничков и травянистых растений														
<i>Thalictrum</i> sp.	Caryophyllaceae	Rosaceae	Ericaceae	Onagraceae	Compositae	Artemisia	Varia	Неопределенная	Sphagnum	Polypodiaceae	<i>Lycopodium clavatum</i>	<i>Setaginella setaginoides</i>	<i>Lycopodium alpinum</i>	<i>Botrychium</i> sp.
1*	—	3*	3*	—	—	5*	—	—	41,5	48,1	8,7	0,3	1,0	0,3
—	2*	—	13*	—	1*	14*	—	—	53,3	35,8	8,4	—	—	—
—	—	—	2*	—	—	—	—	—	46,0	30,5	3,5	—	—	—
—	—	—	10*	2*	4*	6*	—	—	49,4	36,0	7,1	—	—	—
—	1*	—	3*	—	—	—	—	—	57,0	23,8	8,2	5,0	—	—
—	—	—	12*	1*	—	4*	1*	2*	63,0	28,5	8,1	—	—	0,4
—	—	—	—	—	—	1*	—	—	58,2	29,8	12,0	—	—	—
—	—	1*	—	—	—	—	—	1*	60,0	37,0	2,9	—	—	—

число зерен,

УКАЗАТЕЛЬ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамова С. А., Хомутова В. И. Палинологические исследования донных отложений Онежского озера. — В кн.: Палинология голоцена и маринопалинология. М., 1973.
2. Абрамова Т. А. Результаты спорово-пыльцевого анализа современных отложений Каспийского моря и Дагестанского побережья. — В кн.: Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М., 1971.
3. Вронский В. А. Маринопалинология южных морей. Ростов-на-Дону, 1976.
4. Зеликсон Э. М. Палинологические исследования голоценового торфяника на Шпицбергене. — В кн.: Палинология голоцена. М., 1971.
5. Кабайлене М. В. Формирование пыльцевых спектров и методы восстановления палеорастительности. — Труды ин-та геологии АН Литовской ССР, вып. 11. Вильнюс, 1969.
6. Кабайлене М. В. О дальности и количестве переноса пыльцы и особенностях периодизации пыльцевых диаграмм. — В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л., 1971.
7. Кильдюшевский И. Д. Пыльца в воздухе Арктики. — Бот. журн., 1955, т. 40, № 6.
8. Клейменова Г. И., Хомутова В. И. Некоторые особенности спорово-пыльцевых спектров в морских и озерных осадках. — Вести Ленингр. ун-та, 1979, № 6.
9. Кленова М. В. Геология Баренцева моря. М., 1960.
10. Кондратене О. П., Блажчишин А. И., Емельянов Е. М. Состав и распределение пыльцы и спор в поверхностном слое осадков в центральной и юго-восточной частях Балтийского моря. — Балтика, 1970, № 4.
11. Коренева Е. В. Спорово-пыльцевой анализ донных отложений Охотского моря. — Труды ин-та Океанологии. 1957, № 22.
12. Кренке А. Н., Федорова Р. В. Пыльца и споры на поверхности ледника Земли Франца-Иосифа. — В кн.: Материалы гляциологических исследований. Хроника-обсуждения. 1961, вып. 2.

13. Лебедева Р. М. Палинологические уровни в голоценовых отложениях Кольского полуострова и их абсолютная хронология. — В кн.: Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера европейской части СССР. Петрозаводск, 1977.
14. Малясова Е. С., Спиридонов М. А. Новые данные по стратиграфии голоцена Баренцева моря. — В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная хронология. М., 1966.
15. Малясова Е. С. Палинология донных осадков Белого моря. Л., 1976а.
16. Малясова Е. С. Оценка степени детальности фитоценологических реконструкций по результатам спорово-пыльцевого анализа осадков различного генезиса. — В кн.: Северо-Запад, вып. 10. Л., 1976б.
17. Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., 1957.
18. Хитрова Р. М., Куликов Н. Н. Спорово-пыльцевые спектры донных отложений морей Баренцева и Лаптевых. — В кн.: Геология моря, вып. 3. Л., 1974.
19. Хомутова В. И. Пыльца и споры в донных отложениях озера Кубенское. — В кн.: Озеро Кубенское, т. 2. Л., 1977.

С. Ф. МАНУИЛОВ, А. Е. РЫБАЛКО,
М. А. СПИРИДОНОВ, Р. Н. ДЖИНОРИДЗЕ,
Л. В. КАЛУГИНА, Е. А. КИРИЕНКО, Е. А. СПИРИДОНОВА

СТРАТОТИП ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СОЛОВЕЦКОГО ШЕЛЬФА БЕЛОГО МОРЯ

На дне Белого моря по периферии архипелага Соловецких островов позднеплейстоценовые и голоценовые отложения развиты в виде почти сплошного покрова различной, часто весьма значительной мощности, превышающей несколько десятков метров. Сложность состава и строения четвертичной толщи является отражением в основном последних этапов геологической истории региона, ознаменовавшихся сокращением и распадом валдайского ледникового щита, сопровождавшимся активизацией морского режима во всех его проявлениях и приведших в конечном счете к формированию современного морского режима в Беломорской котловине [1, 10].

Рыхлые четвертичные отложения на рассматриваемой подводной территории обладают столь характерными чертами, которые могут оцениваться как стратотипические, во всяком случае, для всей южной части Белого моря, а наиболее полные разрезы рыхлой толщи морского дна могут рассматриваться в качестве стратотипов или типовых разрезов поздне- и послеледниковых образований для всего юго-западного Беломорья.

Стратифицированные ледниковые, ледниково-морские и морские отложения отличаются литологическим разнообразием и содержат обильные палеонтологические остатки, что сочетается с четко проявленными геохимическими особенностями разновозрастных и полигенетических осадочных образований.

В основании типового разреза позднечетвертичных отложений морского дна располагаются осадки ледникового происхождения. Сложно построенная ледниковая толща возникла при деградации ледникового покрова в пределах Беломорской впадины и включает в себя как собственно ледниковые, так и водно-ледниковые (флювиогляциальные лимногляциальные) осадки. Они широко развиты на изученной подводной территории (рис. 1).

Мощность ледниковых отложений крайне непостоянна и колеблется от 1 до 60—90 м в отдельных грядах, сложенных почти нацело моренным материалом. Возрастание мощности ледниковых образований отмечается по направлению к Онежскому полуострову. Форма и мощность ледниковых тел, пространственное их положение и особенности

вещественного состава позволили выделить внутри типового разреза несколько разновидностей ледниковых отложений:

1. Донная или основная морена, которая в виде равномерного покрова мощностью 5—20 м облекает неровности дочетвертичного рельефа и развита на большей части морского дна. Она представлена очень плотными и сухими глинистыми песками или песчаными глинами серого цвета, содержащими гальку, гравий и валуны, преимущественно кристаллических пород. Распределение грубообломочного материала крайне равномерно и напоминает типичную «кексоподобную» текстуру [17]. На относительно приподнятых участках морского дна описываемые моренные отложения в значительной степени денудированы и прикрыты сверху валунно-галечной отмосткой, что сближает их с «моренными валунными полями», описанными на прилежащей суше Г. С. Бискэ [2].

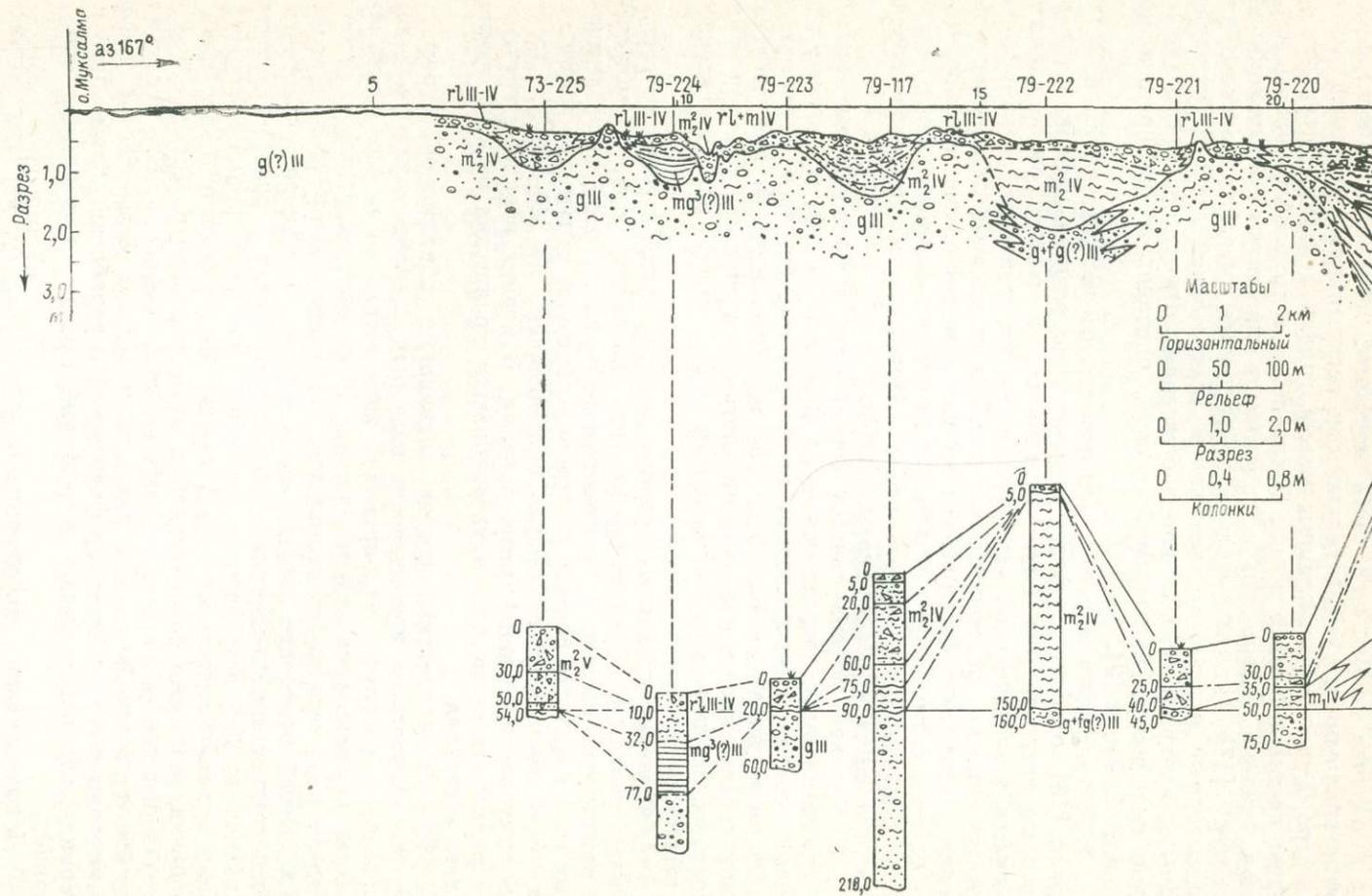
2. Абляционная морена, к которой мы, согласно взглядам Е. В. Рухиной [15], относим наиболее верхние слои разреза моренной толщи, которые представлены почти безглинистыми плохо сортированными песками, в значительной мере обогащенными гравием и галькой. Генезис их связан с заключительными стадиями распада ледникового покрова и активным воздействием на уже сформировавшиеся моренные отложения талых вод, на что указывают многочисленные линзы и прослойки отмытого гравелистого песка. Мощность абляционной морены невелика и не превышает первых метров.

3. Краевая морена слагает серию гряд и изометричных холмов с относительными превышениями от 20—30 до 70—80 м, которые развиты к северу и северо-западу от Соловецких островов и располагаются на глубинах от 40—50 до 250 м. Литологически они представлены серыми и коричнево-серыми плотными песчаными глинами и глинистыми песками со значительным количеством валунно-галечного материала.

4. Флювиогляциальные отложения по литологическому составу весьма сходны с абляционной мореной, но имеют большую мощность и приурочены обычно к понижениям рельефа по периферии ледниковых гряд и холмов. Наряду с этим они образуют вытянутые гряды длиной 3—5 км и с относительным превышением до 40—50 м, весьма сходные по своей морфологии с озами. В кернах нередко отмечается неправильная слоистость и увеличивается количество песка в нижней части интервала.

Гранулометрический состав ледниковых образований характеризуется совместным присутствием песчаных алевритовых и пелитовых фракций в постоянно варьирующих количествах со значительной примесью грубообломочного материала. В флювиогляциальных осадках падает роль пелитовых частиц при увеличении количества алеврита. Количество песка практически не меняется. В минеральном составе господствует эпидот-пироксен-гранат-амфиболовая ассоциация, составляющая до 90% всей тяжелой фракции. Пелитовая фракция представлена механической смесью гидрослюды биотит-флогопитового ряда и хлорита, а также значительной примесью тонкоперетертых обломочных минералов — кварца, полевых шпатов, амфибола. Все это свидетельствует о крайне слабом развитии процессов механической дифференциации и о преобладании физической переработки обломочного материала, что подтверждает ледниковый генезис описываемых образований.

Дополнительная информация о ледниковых отложениях получена при палеонтологическом изучении донных колонок. Было установлено, что в описываемых отложениях отсутствуют остатки макрофауны и лишь изредка встречаются обломки раковин фораминифер.



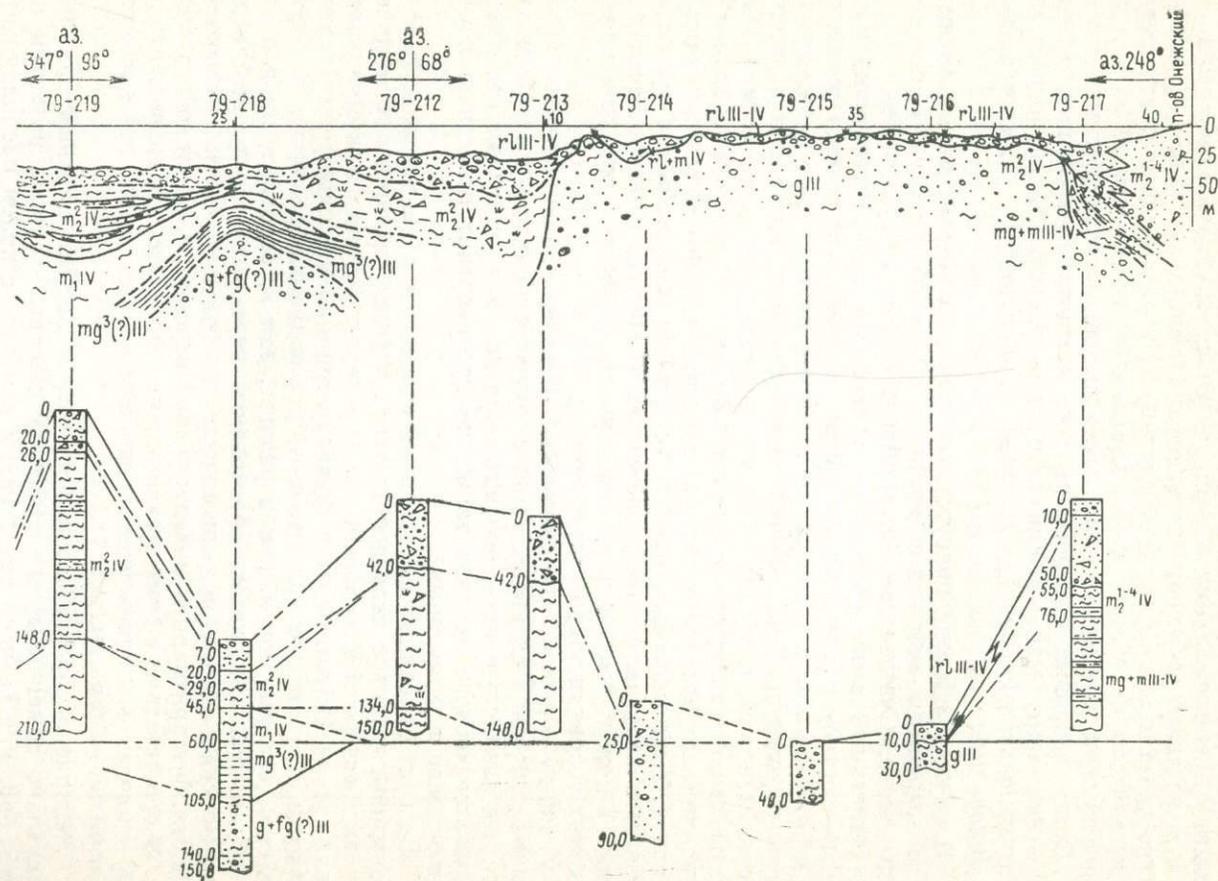


Рис. 1. Геологический разрез о. Муксалма — Онежский полуостров.

В общем составе спорово-пыльцевого комплекса ледниковых отложений преобладает пыльца древесных пород, составляющая 70—80%. Пыльца трав и споры содержатся в небольшом количестве. Среди древесных преобладает пыльца сосны *Pinus sylvestris* L., ее участие колеблется от 55 до 75%. Второе место по обилию принадлежит березам (30%), доминирует пыльца древесных форм, хотя постоянно присутствие кустарниковых и кустарничковых берез. Единично встречена пыльца *Alnaster*, а также *Corylus* и *Quercus*. Состав пыльцы травянистых растений довольно постоянен. Преобладает пыльца полевой, велико участие злаков, осок и маревых. Из разнотравья присутствуют представители семейства сложноцветных и гвоздичных. В небольшом количестве, но постоянно обнаружена пыльца верескоцветных.

Среди споровых попеременно господствуют папоротники, зеленые или сфагновые мхи. Единично и не в каждом образце определены *Selaginella selaginoides* L., *Lycopodium clavatum* L., *L. complanatum* L., *Botrychium* sp.

В каждом образце присутствуют переотложенные формы мезозойского возраста в небольшом количестве, где обнаружены *Podocarpus*, *Schizaceae*, *Cyatheaceae*, *Lycopodium*, *Vittatina*, *Leiotriletes*.

Описанный выше спорово-пыльцевой комплекс, достаточно сложный по составу слагающих его видов, включает не только различные по возрасту пыльцу и споры, но и состав их отражает разные экологические условия. Так, присутствие пыльцы неморальных элементов флоры (*Quercus*, *Corylus*) наряду с бореальными элементами (*Picea*, *Pinus*) свидетельствуют о климате более теплом, чем современный тогда как нахождение в тех же спектрах гипоарктических элементов флоры (*Betula nana* L., *Alnaster*, *Selaginella selaginoides*, а также ксерофитных перигляциальных элементов (*Ephedra*, *Chenopodiaceae*, *Asterifisia*) может указывать на формирование спектров только в приледниковых условиях покровных оледенений.

Таким образом, принимая во внимание неоднородность состава палинологических спектров, часто плохую сохранность пыльцы и спор, а также различную насыщенность образцов микрофоссилиями, данные палинологического анализа также не противоречат отнесению изученных осадков к ледниковым.

Возраст описанных образований скорее всего валдайский. В то же время, по-видимому, нельзя исключать и более древний характер ледниковых отложений, особенно в пределах крупных аккумулятивных гряд, где на сейсмограммах фиксируется наличие внутренних границ разделов. На это же указывают и наблюдаемые различия в литологическом составе морен, как в разрезе, так и, особенно, по площади.

Комплекс ледниковых образований перекрывается толщей ледниково-морских отложений, развитых на большей части описываемой подводной территории и нивелирующих неровности ледникового рельефа. В соответствии с этим максимальная мощность указанных отложений отмечается в понижениях ледниковой поверхности, где она может достигать 5—10 м (см. рис. 1).

Ледниково-морские отложения имеют весьма сложный состав и фациально изменчивы, что отражает сложные условия развития морского бассейна на непосредственном контакте с краем распадающегося ледникового покрова. Наибольшим распространением среди них пользуются монотонные пепельно-серые песчаные глины и алевроглины. Фациально они замещаются толщей слоистых осадков — ленточноподобным переслаиванием указанных глин и алевроглин и песчаных алевролитов (алевропесков). Слоистость неправильная, неравномерная, контакты песчаных слоев, как правило, резкие, отдельные слойки

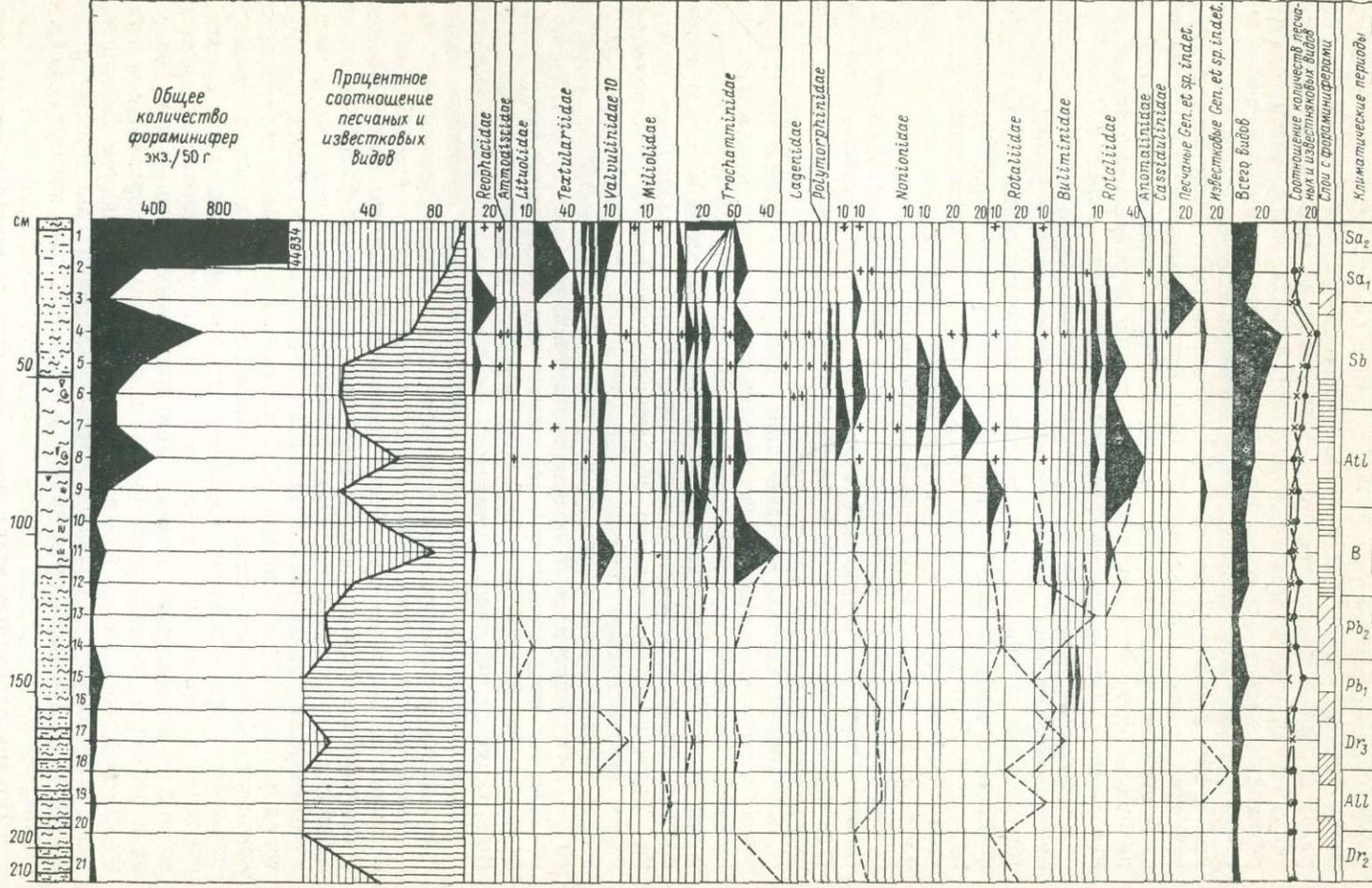
имеют сложный характер и состоят из серии более тонких прослоев песчаного и глинистого состава. Характерной чертой описываемых отложений является постоянное присутствие в них отдельных зерен гравия и гальки, которые поступали, по-видимому, в результате ледового разноса. Для большинства изученных колонок характерен «трансгрессивный» характер разреза, обусловленный постепенным преобладанием пелитовых частиц вверх по интервалу, сопровождаемый уменьшением мощности песчаных слоев и постепенным исчезновением их в верхних слоях описываемого горизонта. Указанные особенности связаны, вероятно, с постепенным повышением уровня моря в ходе эвстатической послеледниковой трансгрессии. В целом данный фациальный тип ледниково-морских отложений очень сходен с ранее описанными ледниково-морскими осадками Кандалакшского залива [12, 16].

Третьей фациальной разновидностью ледниково-морских отложений является толща ленточных и ленточноподобных глин коричневатого оттенка, приуроченная к изолированным впадинам в поясе конечного-моренных образований и широко развитая в проливе Западная Соловецкая Салма. Эти осадки были подробно описаны ранее [1, 10], когда предполагалось, что они залегают в основании поздне-послеледниковой разреза. Однако проведенные нами исследования показали, что пепельно-серые ленточные глины — фациальные разновидности единой возрастной осадочной толщи. Это обстоятельство подчеркивается нередко чередованием в разрезе слоев как пепельно-серых, так и ленточных глин.

Ледниково-морские осадки характеризуются целым рядом литологических особенностей, обусловленных влиянием как края отступающего ледника, так и развитием морского бассейна, что и послужило основанием для их генетической интерпретации. К ним относятся широкие гранулометрические спектры, свидетельствующие о нескольких источниках поступления обломочного материала в гидродинамически малоактивный бассейн. Описываемые отложения практически бескарбонатны, содержат очень мало $C_{орг}$ (0,4—0,5%) и $SiO_{аут2}$ (0,8—1,14). Минеральный состав в значительной мере унаследован от морены и представлен той же эпидот-пироксен-гранат-амфиболовой ассоциацией. В пелитовой фракции начинают проявляться процессы гидратации гидрослюд и хлоритов.

Ледниково-морские осадки характеризуются солоноватоводным арктическо-бореальным сублиторально-неритическим диатомовым комплексом. В его составе доминируют: неритические — арктический вид *Achnanthes taeniata* арктическо-бореальные — *Chaetoceros holsaticus*, *Thalassiosira baltica*; сублиторальный арктическо-бореальный вид *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* [3]. Эти виды имеют максимум развития ранней весной при вскрытии льда и являются солоноватоводными. И. И. Николаев [11] установил комплекс сходного эколого-географического состава в ранневесеннем планктоне Балтийского моря. Есть все основания полагать, что во время позднего дриаса в пределах северной части Онежского залива существовал солоноватоводный холодноводный бассейн. Температурные условия этого бассейна в период вегетации диатомей были подобны температурному режиму поверхностного слоя вод ранней весной в современном Балтийском море. По-видимому, большую часть года залив был покрыт льдом, а вегетация диатомей происходила в сжатые сроки, когда вскрывался лед.

Позднеледниковые отложения Соловецкого шельфа характеризуются небольшим количеством раковин и видов фораминифер (рис. 2). Осадки трансгрессивных фаз позднеледниковой бассейна содержат



Большее число экземпляров и видов. В наиболее холодные периоды среднего и позднего дриаса в связи с поступлением океанических трансгрессирующих вод появляются песчаные фораминиферы: в среднем дриасе — *Trochammina* sp., в позднем дриасе — *Verneuilina advena*, *T. nitida*, *T. sp.* и вид с известковой раковиной *Bolivina* sp.

Все комплексы фораминифер, за исключением регрессивного цикла среднего дриаса, содержат аммонии, бореальные виды, выдерживающие некоторое опреснение, такие как *Ammonia neobeccarii*, *Ammonia* sp., что может свидетельствовать о том, что соленость моря была не менее 12—15‰. Присутствие аммоний в позднеледниковом комплексе является отличительной чертой только района Соловецких островов, что, по-видимому, связано с большей прогреваемостью вод на этом участке по сравнению с другими частями Белого моря [4]. В аллереде, как в самом теплом периоде позднеледниковья, получили распространение только известковые фораминиферы. Миллиолиты *Quinqueloculina* sp., *Quinqueloculina* aff. *candeiana*, встречающиеся в трансгрессивной фазе аллереда и регрессивной среднего дриаса, указывают на прогревание толщи воды в летний период до положительных температур.¹ С осадками регрессивных фаз чаще связаны фораминиферы плохой сохранности. Так, в образованиях регрессивной фазы аллереда встречены обломки раковин *Genus* sp. indet. и большее количество аммоний — 62,5%, выдерживающих опреснение, что свидетельствует о более осолоненном режиме водоёма в трансгрессивных фазах, чем в регрессивных.

В ледниково-морских отложениях содержится значительное количество и других микропалеонтологических остатков и в первую очередь пыльцы и спор.

Наиболее древние образования этого цикла, так же как и по данным фораминиферового анализа, связаны со средним дриасом (зона XII — по Посту — Нильссону). В спорово-пыльцевых спектрах этого возраста в общем составе преобладают пыльцы травянистых растений и споры, тогда как пыльца древесных пород содержится в количестве от 23 до 40%. Среди древесных господствует пыльца берез — кустарничковая и кустарниковая формы. Роль сосны и ели очень невелика (до 35 и 2%). В составе пыльцы травянистых растений преобладают полыни (87—40%). Постоянно участие маревых, злаков, осок и верескоцветных. Среди споровых доминируют зеленые мхи, хотя велика и роль папоротников.

В осадках аллереда (зона XI по Посту — Нильссону) господствует пыльца древесных пород, составляя 60—70%, а на долю трав и спор приходится не более 30—40%. Среди древесных доминирует только

¹ В настоящее время в центральной части Белого моря на глубине 35—44 м температура воды равна 0°С, примерно на глубине 150 м температура понижается до —1,4°, а местами даже до —1,5°. На входе в Двинский залив воды с отрицательной температурой располагаются на глубинах 12—15 м.

Рис. 2. Фораминиферовая диаграмма колонки 57.

Reophacidae: *Reophax curtus*, *R. arctica*. Ammodiscidae: *Ammodiscus* sp. Lituolidae: *Alveolophragmium crassimargo*. Haplophragmoides sp. Textulariidae: *Spiroplectammina biformis*, *S. cf. biformis*, *Textularia torquata*, *Textularia* sp. Valvulinidae: *Verneuilina advena*. Miliolidae: *Miliammina fusca*, *M. cf. agglutinata*, *Quinqueloculina stalkerii*, *Q. aff. stalkerii*. *Quinqueloculina* sp., *Q. aff. candeiana*. Trochamminidae: *Trochammina squamata*, *T. nitida*, *T. nana*, *T. turbinata*, *T. atlantica*, *T. rotaliformis*, *T. sp.* Lagenidae: *Lagena gracillima* L. *laevis*, *Oolina melo*, *Fissurina marginata*, *Fissurina* sp. Polymorphinidae: *Globulina* sp. Nonionidae: *Astrononion gallowayi*, *Elphidium clavatum*, *Elphidium* sp., *E. aff. tongipontis*, *E. aff. incertum*, *f. aff. frigidum*, *E. aff. subarcticum*, *E. aff. matagordanum*, *Protelphidium orbiculare*, *P. aff. orbiculare*, *Cribrorhynchium goesi*, *Cr. granatum*. Rotaliidae: *Ammonia neobeccarii*, *A. neobeccarii* subsp., *Ammonia* sp. Bullminidae: *Bullminella elegantissima*, *Bullimina exilis*, *Bullimina* sp. Rotaliidae: *Discorbis* sp., *Euccella frigida*, *Asterellina pulchella*. Anomalinidae: *Cibicides lobatulus*. Cassidulinidae: *Cassidulin* *teretis*.

пыльца сосны. Пыльцевые зерна ее развиты нормально, тогда как недоразвитые формы отсутствуют или встречаются крайне редко. Пыльца ели составляет 5—10%. Из берез преобладают древовидные формы, тогда как кустарниковые и кустарничковые содержатся в меньшем количестве. Состав пыльцы травянистых растений незначительно меняется по сравнению со средним дриасом. Здесь по всем колонкам отмечается увеличение роли пыльцы верескоцветных до 10%, а также мезофильного разнотравья и в первую очередь *Polemonium*, *Umbelliferae*, *Caryophyllaceae*, *Compositae*. Среди споровых по-прежнему велика роль зеленых мхов и папоротников. Возрастает участие лесных видов плаунов *L. clavatum*, *L. complanatum*.

Все эти данные свидетельствуют о значительной перестройке растительности по сравнению со средним дриасом. Наиболее распространенными в этот отрезок времени были редкостойные сосновые и березово-сосновые леса, хотя ценозы перигляциальных травянистых и кустарничковых гелнофитов играли еще довольно значительную роль в ландшафте.

Осадки позднего дриаса (зона X по Посту—Нильссону) исследованы по ряду колонок. Наиболее полная палинологическая характеристика этого отрезка времени получена по колонке 197 (рис. 3). Сохранность пыльцы и спор довольно хорошая, хотя иногда встречаются плоские формы пыльцы берез или минерализованные, со стеклянном блеском. Органических остатков немного, встречаются спикулы губок и редко углистые частицы. В общем составе всех изученных образцов снова, как и в среднем дриасе, велика роль недревесных компонентов — трав и спор. Участие пыльцы древесных пород не превышает 40—50%. Господствует пыльца берез, а среди нее преобладают кустарничковые и кустарниковые формы. Пыльца сосны составляет не более 40%, причем пыльцевые зерна ее часто недоразвиты и тонки. Пыльца ели в спектрах практически отсутствует. Среди пыльцы травянистых растений по-прежнему безраздельно господствуют полыни, постоянно присутствие злаков, осок, маревых, единично *Ephedra*, а из разнотравья *Compositae*, *Umbelliferae*, *Caryophyllaceae*, реже *Polemonium*, *Rumex*.

Во всех спорово-пыльцевых спектрах доминируют зеленые мхи, единично встречены *Selaginella selaginoides*, *Botrychium* и *Lycopodium complanatum*.

Данный комплекс отражает характер растительности времени позднего дриаса и по своим особенностям мало чем отличается от такового времени среднего дриаса, хотя тундровые элементы здесь играли большую роль, возросло участие и верещатников, которые еще большее развитие получили в следующий период голоцена — пребореале.

Таким образом, комплексные микропалеонтологические и литологические исследования позволили установить, что в северной части Онежского залива ледниково-морской бассейн существовал уже в среднем дриасе, а начиная с позднего дриаса он имел отчетливый солончатый характер. Процесс развития данного бассейна был крайне неравномерный, сопровождался частыми размывами уже сформировавшихся осадков, что устанавливается как по литологическим признакам, так и по данным спорово-пыльцевого анализа. Приведенные данные весьма существенно дополняют представления сотрудников ИО АН СССР [10] о позднеледниковой истории Онежского залива.

Ледниково-морские отложения перекрываются толщей морских осадков, в основании которой залегает так называемый переходный горизонт, отражающий сложный и неравномерный характер изменений условий осадконакопления. Соответствующие осадки широко развиты

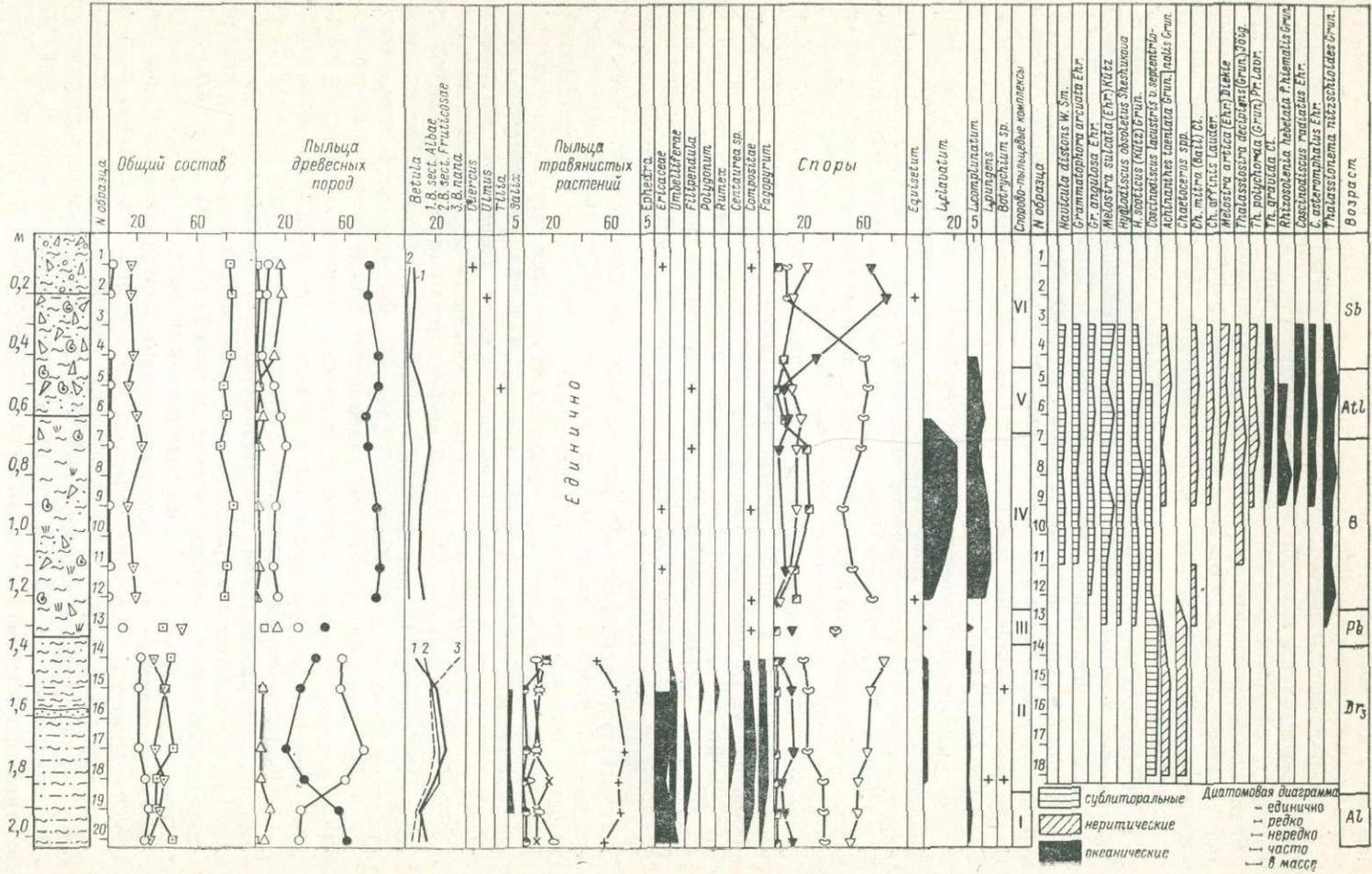
и на других участках шельфа Белого моря [12], они встречаются в наиболее полных разрезах и приурочены преимущественно к депрессиям ледникового рельефа.

Осадки переходного горизонта имеют нижнеголоценовый возраст. Они представлены обычно серыми с легким коричневатым оттенком глинами, иногда с блеклой пятнистой окраской. Для них характерно значительное содержание пелитовой фракции (60—70%), почти полное отсутствие песка. Отложения переходного горизонта соответствуют максимальной фазе развития поздне-последледниковой эвстатической трансгрессии.

Установление нормально-морского режима в Белом море, связанное прежде всего с повышением температуры и солености воды, подчеркивается появлением черных сажистых примазок органического материала, вплоть до установления в разрезе сизовато-серых глин, резко обогащенных тонкораспыленной органикой. С этим хорошо согласуется и увеличение содержания $C_{орг}$, по данным химического анализа (до 1—1,1%).

Фациальными разновидностями описанных осадков являются коричнево-серые шоколадные тонкоотмученные глины, полностью совпадающие с глинами переходного горизонта Кандалакшского залива [12] и развитые вдоль Карельского побережья. К северу от Анзерского острова описываемый горизонт представлен пепельно-серыми монотонными глинами, совершенно согласно переходящими в аналогичные по внешнему облику ледниково-морские осадки. В Беломорской глубоководной впадине, а также в отдельных впадинах, расположенных по периферии ее бровки, для отложений переходного горизонта характерны зеленовато-серые глины и алевроглины с четкими сажистыми примазками и отдельными створками пелиципод, совершенно согласно переходящие в залегающие выше образования морского горизонта.

Осадки описываемого горизонта имеют сложную микропалеонтологическую характеристику. По данным спорово-пыльцевого анализа отложения этого комплекса датированы пребореальным периодом и началом бореального периода голоцена (зоны IX и VIII по Посту — Нильссону). В спорово-пыльцевых спектрах всех изученных образцов преобладают древесные породы, хотя пыльца трав и споры играют еще существенную роль в общем составе. Среди древесных попеременно господствует пыльца берез и сосны. Пыльцевые зерна сосны нормально развиты, недоразвитые формы встречаются редко. Среди берез преобладает пыльца *Betula sec. Albae* (20—30%), *B. sec. Fruticosae* составляет 10—20% и *B. pappi* — до 10%. Постоянно участие ели в спектрах этого времени, причем ее содержание колеблется от 10 до 30%. По-видимому, с этим периодом голоцена связана одна из миграций этой породы к северу, причем продвижение ели осуществлялось со стороны Карелии, тогда как в колонках, взятых по Терскому берегу, увеличение содержания ели в палинологических спектрах не отмечалось [9, 13]. Среди пыльцы травянистых растений, так же как и в спектрах позднеледниковья, велико участие полыней, хотя на их долю приходится уже не более 40%. В значительном количестве (20—45%) появляется, а часто и господствует, пыльца верескоцветных. Такое высокое содержание в спектрах пыльцы этого семейства связано только с этим периодом голоцена. По-видимому, можно говорить о существовании в определенных условиях местообитания настоящих верещатников. В наше время в Северной Европе этот тип растительности, представленный формациями вечнозеленых кустарничков, приурочен к прохладному и влажному океаническому климату с бедными почвами. Вполне возможно предположить, что появление в палинологических



спектрах верескоцветных в значительном количестве является еще одним доказательством изменения климатического режима в пребореальное время и установления в регионе океанического прохладного климата.

По палинологическим данным по ряду колонок прослеживается похолодание внутри пребореального периода. Здесь в общем составе увеличивается содержание пыльцы травянистых растений и спор. Среди пыльцы древесных пород отмечается господство пыльцы берез, причем по сравнению с другими спектрами этого периода велика роль *Betula sec. Fruticosae* и *B. nana*. В составе пыльцы травянистых растений снова, как и в позднеледниковье, начинает доминировать пыльца полыней при уменьшении значения верескоцветных. Все эти особенности комплекса безусловно указывают на ухудшение климатических условий и частичную перестройку растительных сообществ. Похолодание внутри пребореального периода может, по-видимому, сопоставляться со временем эйдсфюрд Швеции, наддриасовым похолоданием Финляндии и переяславским похолоданием Русской равнины.

По своим особенностям спектры первой половины бореального периода (зона VIII по Посту — Нильссону) очень своеобразны. В общем составе их, как правило (30—77%), доминируют споровые, тогда как роль пыльцы древесных и травянистых растений незначительна.

Состав пыльцы травянистых растений беден как в количественном (1—3% от общего количества подсчитанных зерен пыльцы и спор), так и в видовом отношении. Наиболее часто встречаются единичные зерна злаков, осок, эфедры, сложноцветных. Среди споровых растений велико участие плауновых (62%). Только с этим временем голоцена связано такое высокое содержание плауновых.

В комплексе диатомей пребореального времени господствуют солоноватоводно-морские северно-бореальные сублиторальные виды. Доминантным видом является сублиторальный северно-бореальный *Hyalodiscus scoticus*. Среди субдоминант виды той же природы: *Hyalodiscus obsoletus*, *Diploneis didyma*, *Nitzschia punctata*, *Rhabdonema japonicum*, *Melosira sulcata*, *Diploneis smithii*.

При общем доминировании умеренно холодноводных северно-бореальных видов появляются тепловодные южно-бореальные диатомей: *Actinoptychus undulatus*, *Nitzschia navicularis* и др. Произшедшее улучшение климатических условий способствовало значительному прогреванию воды в заливе и дало возможность развитию на мелководьях тепловодных видов. Солоноватоводно-морской характер комплекса с участием в верхних слоях пребореальных осадков истинно морских видов (*Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiosira gravida*, *Porosira glacialis*, *Chaetoceros mitra*) можно считать как доказательством более высокой солености вод залива в пребореале по сравнению с верхним дриасом. Пребореальному сублиторальному мелководному комплексу предшествовал относительно глубоководный неритический комплекс диатомей верхнего дриаса.

При переходе от пребореальных осадков к бореальным диатомовый комплекс обретает характер неритического арктическо-северно-бореального. Наряду с доминированием северно-бореальных форм (*Thalassionema nitzschioides*, *Hyalodiscus scoticus*) в значительном количестве встречаются арктическо-бореальные (*Thalassiosira gravida*, *Chaetoceros mitra*), что свидетельствует о похолодании в начале бореального времени.

По данным фораминиферового анализа в осадках трансгрессивного нижнеголоценового морского комплекса количество раковин достигает 74 экземпляров, представленных 9 видами с известковой раковиной, среди них сублиторальные виды, выдерживающие опреснение *Ammonia neobeccarii*, subsp., *Elphidium* aff. *longupontis*, *E.* aff. *mata-gordanum*, *E.* sp., *Quinqueloculina stalker*i более глубоководные виды открытого моря *Bolivina* sp., *Angulogerina fluens*, эврибатные *Bulimina* sp., *Fissurina* sp. Увеличение численности фораминифер, их видового разнообразия, распространение известковых сублиторальных раковин дает возможность сделать предположение о том, что в начале голоцена в районе Соловецких островов произошло значительное улучшение климата. Глубина и соленость моря были немного ниже современных.¹

В конце пребореального периода наступила регрессия Литорина. Регрессивный комплекс, отделяющий трансгрессивные пребореальные отложения от бореальных, содержит немного более десятка раковин (14 экз.), представленных в начале регрессии пятью, а в конце — тремя видами. Ими являются *Ammonia neobeccarii neobeccarii*, *Ammonia* sp., *Quinqueloculina stalker*i, *Haplophragmoides major* и *Trochammina* sp., которые выдерживают некоторое опреснение.

Трансгрессивный и регрессивный комплексы имеют в своем составе общие виды аммоний и миллиолид и отличаются друг от друга численностью и видовым разнообразием, что свидетельствует как о сходстве, так и о различии условий обитания. Литологический состав осадков, вмещающих эти комплексы, однороден, что может указывать на небольшую смену глубин, тогда как мощность регрессивного слоя в два раза превышает трансгрессивный. При условии одинаковой скорости осадконакопления можно считать, что регрессия литорина была более продолжительной, чем каждая из регрессивных фаз позднеледниковья.

Отложения переходного горизонта представлены фациально-разнообразными осадками, отражающими сложный и разновременный переход ледниково-морского бассейна в нормально-морской в условиях сильно расчлененного донного рельефа и неравномерно распадающегося ледникового покрова. При этом в отдельных депрессиях, вблизи которых наиболее долго сохранились остатки мертвого льда, оставались продолжительное время ледниково-морские черты седиментогенеза и накапливались монотонные серые мягкие глины.

В то же время в наиболее глубоководную часть Онежского залива проникли океанические воды Мирового океана и здесь установился нормальный морской режим, благоприятный для развития микрофауны, морских моллюсков и диатомовой флоры. Подобные же условия возникли и на относительно мелководье у Соловецкого архипелага, где, вероятно, раньше всего произошло прогревание водной толщи, сказавшегося в дальнейшем столь благоприятно для активного развития в этой зоне морских моллюсков.

Таким образом, рассматриваемый комплекс является сложным полигенетическим образованием, выделение которого помогает более четко обособить геологический период, имеющий важное палеогеографическое значение для развития Белого моря.

Верхние слои морских отложений, отражающие нормально-морской режим седиментации, широко распространены на дне северной части Онежского залива, хотя и занимают меньшую площадь, чем ледниковые и ледниково-морские образования. Они представлены исключительно широким спектром осадков, причем их фациальная зональность явно связана с существующим гидродинамическим режимом и имеет циркумполярный характер. Кроме того, отмечается одна ано-

¹ Соленость воды в Онежском заливе в настоящее время 20—27‰.

мальная фациальная зона карбонатных отложений, равнина по южной периферии Соловецкого архипелага и связанная со специфическими физико-географическими условиями, существующими здесь. Химизм осадков подтверждает установление нормально-морского режима в описываемом регионе, на что указывают в первую очередь возросшие значения $S_{орг}$ (1,0—1,5%), $SiO_{аут2}$ (0,7—1,0%), а также появление карбонатных осадков. Характерной особенностью описываемых осадков является повсеместное присутствие раковин морских моллюсков.

Все исследуемые образцы содержали большое количество пыльцы и спор хорошей сохранности. В осадках содержится масса спикул губок, водоросли *Pediastrum*.

От вышеописанных спектры второй половины бореального периода (зона VII по Посту — Нильссону) отличаются прежде всего изменением соотношений основных компонентов спектров, а именно преобладанием пыльцы древесных пород над пыльцой травянистых растений и споровыми. Среди древесных безраздельно господствует сосна.

Незначительный процент участия приходится на остальные компоненты дендрофлоры (березу, ольху, ель). Состав пыльцы травянистых растений аналогичен спектрам вышеописанной VIII зоны. Здесь также отмечаются единичные зерна злаковых, осоковых, розоцветных и сложноцветных.

Дальнейшее развитие древесных сообществ привело к изменению и состава растительности под пологом леса, что нашло отражение и в изменении состава споровых. Содержание плауновых сокращается до 9—20%. Резко увеличивается количество папоротниковых (до 67%) и сфагновых мхов (от 4—10%, до 62—70%).

Описанная выше спорово-пыльцевая зона характеризует новый этап в развитии растительности — господство сомкнутых лесных сообществ. Доминантом становится сосна, хотя тундровые элементы еще присутствуют.

Переход от раннего голоцена к среднему прослеживается в ряде колонок. Однако расчленение осадков среднего голоцена для данного региона является наиболее сложным, так как климатический оптимум голоцена (атлантический период по схеме Блитта — Сернандера, зоны VI—V по Посту — Нильссону) северных районов выражен слабее, чем в более южных областях европейской части СССР. Имеющиеся данные по абсолютному возрасту [10] относятся к слишком большим интервалам разреза, а следовательно, и к значительным промежуткам времени, что не позволяет пользоваться ими для целей детальной стратиграфии.

В общем составе зон VI и V пыльцевых спектров господствует пыльца древесных пород (69—82%). Участие трав незначительно — 2—6%. Содержание споровых колеблется от 16 до 27%. В составе древесных пород по-прежнему доминирует пыльца сосны (до 83%). Однако по сравнению с зоной VII увеличивается содержание пыльцы ели до 24% и березы до 27%. Постоянно отмечаются единичные пыльцевые зерна термофильных пород дуба, вяза, липы, лещины. Состав пыльцы травянистых растений беден. Наиболее часто встречена пыльца злаковых, осоковых, вересковых и сложноцветных.

В составе споровых преобладают папоротники, увеличивается роль сфагновых и зеленых мхов. Данный комплекс характеризует лесную бореальную флору с господством сосны, ели и единичным участием дуба, вяза, липы, лещины, отражая растительность региона времени климатического оптимума голоцена.

Вторая половина среднего голоцена — суббореальный период по Блитт—Сернандеру (зоны IV и III по Посту—Нильссону) выделяется

также в ряде колонок. В спектрах зоны IV по-прежнему доминирует пыльца древесных пород (76—96%), так как на долю пыльцы травянистых растений приходится 1—2%, а споровые составляют в среднем 10—15%. Несколько меняется количественное соотношение основных компонентов дендрофлоры. Происходит заметное увеличение содержания пыльцы ели (до 38%). Участие березы и ольхи резко сокращается. В спектрах количество пыльцы березы часто составляет 1—3%, а пыльца ольхи — 0,5—1,5%. Термофильные породы встречаются спорадически в виде единичных зерен пыльцы дуба, вяза, липы. Состав спорных близок к спектрам зоны V.

Зона III — вторая половина суббореального периода прослеживается также во многих проанализированных колонках. В спорово-пыльцевых спектрах при господстве пыльцы хвойных наблюдается некоторое увеличение пыльцы березы (до 10—16%), принадлежащей главным образом древесным формам. Содержание пыльцы ольхи не превышает 2—15%. Спорадически и единично зафиксированы пыльцевые зерна дуба, вяза, липы, лещины.

Состав трав беден в видовом отношении и представлен единичными зернами. Различие в спектрах зон III и IV наглядно выражается в изменении состава спорных, а именно в дальнейшем увеличении роли сфагновых мхов, количество которых увеличивается до 76%.

Таким образом, во время формирования осадков суббореального времени в исследованном регионе произрастали леса, а основными лесообразующими породами были ель и сосна.

Спорово-пыльцевые спектры субатлантического периода (зоны II и I по Посту — Нильссону) характеризуются господством пыльцы древесных пород (80%), среди которых велико участие сосны (73%) и ели (22%). Дополнительную возрастную характеристику соответствующих отложений дает диатомовый анализ. Морские комплексы диатомей существуют в Белом море, начиная с бореального периода (см. рис. 3).

Сублиторально-неритический комплекс нижней части бореальных осадков сменяет морской сублиторальный комплекс следующего временного отрезка бореального времени, в период которого доминируют сублиторальные северобореальные виды: *Melosira sulcata*, *Hyalodiscus obsoletus*, *Grammatophora angulosa*. В верхней части бореальных осадков встречается морской неритический северно- и арктобореальный неритический комплекс с массовыми видами: *Thalassionema nitzschoides*, *Rhizosolenia hebetata* f. *semispina*, *Thalassiosira gravida*, *Th. polychorda*, *Th. decipiens*. Единично встречаются южнобореальные умеренно тепловодные диатомей: *Coscinodiscus radiatus*, *C. asteromphalus*.

Морской диатомовый комплекс атлантического времени при большом видовом сходстве с комплексом из бореальных осадков содержит наибольшее для разреза количество южнобореальных форм, составляющих в препаратах до 18% от общего количества диатомей: *C. oscinodiscus asteromphalus*, *C. radiatus*, *C. perforatus*, *Actinophythus undulatus*. В комплексе встречаются также северно- и арктобореальные *Thalassionema nitzschoides*, *Thalassiosira gravida*, *Navicula distans*, *Rhabdonema arcuatum*, *Coscinodiscus curvatulus*. Преобладание глубоководных форм отмечается в районах с глубинами более 100 м. В осадках мелководных участков в атлантическом комплексе преобладают сублиторальные виды, доминантным из которых является *Melosira sulcata*.

При переходе от комплекса диатомей атлантического времени к суббореальному происходит уменьшение количества южнобореальных глубоководных видов. В числе массовых форм встречаются: *Melosira*

sulcata, *Isthmia nervosa*, *Rhabdonema japonium*, *Navicula distans* — на мелководьях, а в глубоководных участках — *Thalassiosira gravida*, *Th. decipiens*, *Th. polychorda*, *Thalassionema nitzschioides*. Комплексы являются северно-бореальными, на мелководьях — сублиторальными, в глубоководных районах — неритическими.

Комплекс субатлантического времени отличить от суббореального очень трудно. Мелководность способствует сильному прогреву воды летом, что делает мелководья наиболее теплой зоной моря, а перемешивание водных масс создает здесь гомотермный и гомогалинный режим. По данным И. А. Киселева [6], в планктоне Онежского залива фон создают литоральные формы в ущерб планктонным диатомеям: *Melosira sulcata*, *Grammatophora marina*, *G. angulosa*, *G. arcuata*, *G. arctica*, *Isthmia nervosa*.

Бореальный комплекс фораминифер района Соловецких островов по сравнению с пребореальным содержит большее количество раковин, достигающее в максимуме 90 экземпляров, и состоит из восьми—девяти видов. В целом в комплексе преобладают трохаммины. *Trochammina turbinata*, *T. atlantica*, *T. papa*, *T. sp.*, составляющие в максимуме 57%, которые стали проникать в этот район вслед за трансгрессирующими, глубинными, более холодными водами. Аммонии, которые преобладали в комплексах в опресненные стадии бассейна вплоть до пребореала, наибольшее распространение имеют в начале трансгрессии и при спаде ее (15—23,1%). В комплексе бореального времени появляется *Asterellina pulchella*. В начальной и максимальной стадии трансгрессии бореального времени встречена *Buliminella elegantissima*. Кроме общих форм, все фазы трансгрессии имеют характерные виды. В начальную фазу встречены *Bolivina sp.*, *Discorbis sp.* и *Elphidium sp.* В оптимуме добавляются *Reophax curtus*, *Verneuilina advena*, *Trochammina atlantica*, *Textularia torquata*, *Quinqueloculina stalkerii*.

Комплекс заключительной регрессивной фазы характеризуется увеличением процентного содержания аммоний, выдерживающих большее опреснение, меньшим количеством раковин и видовым разнообразием.

Бореальный комплекс района Соловецких островов более холодный и глубоководный, чем комплексы Онежского и Двинского заливов, так как в нем доминируют формы, имеющие распространение в настоящее время во впадине Белого моря: *Trochammina turbinata* [5]. Более тепловодными элементами в оптимуме являются *T. atlantica*, *Quinqueloculina stalkerii*.

Атлантическому периоду соответствуют трансгрессии Тапес I и Тапес II. Климатический оптимум приходится на трансгрессию Тапес II. Для атлантического периода характерно увеличение количества раковин (в максимуме до 400 экз.) и видового разнообразия, достигающего 14 видов. В комплексе доминирует *Asterellina pulchella*, составляющий в максимуме 50%. Трохаммины присутствуют во всех стадиях, тогда как аммонии имеют большее распространение в начале и конце трансгрессии.

Видовой состав начальной и конечной стадии трансгрессии во многом одинаков. Постоянно присутствуют аммонии (в начальной стадии — 19,6%), выдерживающие опреснение, более мелководный сублиторальный вид *Protelphidium orbiculare* (в начальной стадии 1,8%, в конечной — 9%), элфидииды (в начальной стадии — 7% в конечной — 14%), *Elphidium granatum* — 21,8%, *E. aff. subarcticum* — 1%. В нижней части слоя появляются *Bolivina sp.* и *Quinquebecilina sp.*, что свидетельствует о начале трансгрессии и относительном потеплении. В составе максимума трансгрессии, который соответствует климатиче-

скому оптимуму, доминантным видом является *Asterellina pulchella* — 50%, трохаммины *Trochammina turbinata*, *T. squamata*, *T. rotaliformis*, *T. atlantica*, *T. sp.* и еще 4 агглютинирующих вида: *Verneuilina advena*, *Spiroplectammina biformis*, *Textularia torquata*, *Alveolophragmium crassimargo*.

Характер изменения комплекса атлантического периода по наличию трех стадий (начальной, максимальной и конечной регрессивной) сходен с бореальным. Он также указывает на то, что бассейн был более глубоким и более холодным. Переход от атлантики к суббореалу происходит без резкого скачка. На первую половину суббореального времени приходится регрессия моря Талес II, на вторую половину — трансгрессия Тривия.

Для суббореального комплекса характерно нарастание количества раковин (158, 330, 696 экз.), видового разнообразия (17, 23, 31) и процентного содержания агглютинирующих фораминифер (22,8; 24; 67%) от начальной стадии к конечной. В комплексе принимаю участие виды, имевшие распространение в атлантике. Начальная стадия суббореала содержит больший процент арктобореальных фораминифер с толстостенной известковой раковиной, предпочитающих небольшие глубины. Процент участия их в комплексе падает снизу вверх: *Criboelphidium goesi* (от 25 до 2%), *Protelphidium orbiculare* (от 12,6 до 2%). По преобладанию этих видов можно заключить, что в начале суббореала (уровень моря при этом был низким) отмечается относительное похолодание. Снизу вверх видовое разнообразие фораминифер увеличивается почти в два раза. К видам, участвовавшим в атлантическом комплексе, прибавляются, кроме большего количества толстостенных форм, лагениды: *Lagena laevis*, *Oolina melo*, *L. gracillima*; и другие виды *Cassidulina teretis*, *Globulina sp.*, *Alabaminoides mitis*. Как отмечает М. А. Лаврова [7, 8], во второй половине суббореала наступил климатический оптимум, который характеризуется увеличением количества бореальных видов моллюсков в разрезах отложений морских суббореальных трансгрессий Кольского полуострова. Наличие максимума количественного и видового разнообразия, приуроченного ко второму климатическому оптимуму во второй половине суббореального периода, отмечается во многих колонках из Онежского и Двинского заливов Белого моря. Суббореальный оптимум сопровождается большим количеством спикул губок, растительных остатков, остракод, диатомовых *Melosira* и *Isthmia*.

За климатическим оптимумом последовала регрессия. Комплекс этой регрессии отличается как от суббореального, так и от вышележащего субатлантического. В нем насчитывается 112 раковин, восемь видов, 77% агглютинирующих. Доминируют *Reophax curtus* (30%). Наличие большого количества обломков агглютинирующих раковин *Gen. et sp. indet.*, известковых раковин плохой сохранности *Ammonia sp.*, *Elphidium sp.* и одного вида трохаммин *Trochammina squamata*, живущего на водорослях, свидетельствует о низком стоянии уровня моря.

Для субатлантического периода характерно присутствие двух комплексов, соответствующих двум трансгрессиям. В целом субатлантические осадки как для некоторых районов Соловецких островов, так и для большинства районов Белого моря, заливов и склонов впадины содержат самый большой процент агглютинирующих раковин, который достигает 98%.

В первой половине субатлантического периода количество раковин по сравнению с трансгрессивной фазой суббореального комплекса меньше, всего 306 экз., также уменьшается и видовое разнообразие,

количество видов достигает 14. Доминирует *Spiroplectammina biformis* — 41%. Субдоминантами являются *Trochammina squamata* — 10%, *T. sp.* — 16%, *Verneuilina advena* — 8,5%, *T. turbinata* — 4%, *T. atlantica* — 5%, *Textularia sp.* — 2,6%, *Reophax curtus* — 1%, *Ammonia sp.* — 8%. Остальные известковые виды составляют менее 1% — *Elphidium aff. longipontis*, *Cibicides lobatulus*, *E. sp.*, *Discorbis sp.*

Для второй половины субатлантического периода характерно максимальное количество раковин (>4000 экз.), которое наблюдается как в описываемом районе, так и в некоторых других заливах Белого моря. Возрастает и видовая насыщенность их — до 16. Количество агглютинирующих форм достигает своего максимума за все время существования Белого моря. Доминантами являются 4 вида трохаммин — всего 57%; субдоминантами: *Verneuilina advena* — 22,8%; *Spiroplectammina biformis* — 16%; *Textularia torquata* — 2,8%; менее одного процента составляют *Reophax curtus* и *R. arctica*. Известковые фораминиферы в сумме представлены 0,22%: *Quinqueloculina aff. stahkeri*, *Ammonia neobeccarii neobeccarii*, *A. sp.*, *Elphidium clavatum*, *E. sp.* Увеличение количества песчаных фораминифер, представленных трохамминами, бесспорно, свидетельствует о дальнейшем похолодании и повышении уровня моря.

Таким образом, стратотип четвертичных отложений, развитый на Соловецком шельфе Белого моря, демонстрирует четкую последовательность напластования рыхлых образований различного происхождения и возраста, что подтверждается целым комплексом литологических, палеонтологических и геохимических исследований. Типовой разрез имеет сложное чередование литологических разностей рыхлых отложений, представляющих собой основные элементы стратификации. Характерной особенностью данного стратотипа является то, что он объективно фиксирован с помощью непрерывного сейсмоакустического профилирования [14], которое дает уникальную возможность наблюдать абсолютные линейные взаимоотношения стратифицированной толщи при относительной характеристике вертикальной составляющей, степень вероятности которой возрастает в зависимости от объема прямой геологической информации.

УКАЗАТЕЛЬ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авилов И. К. Мощность современных осадков и послеледниковая история Белого моря. — Труды Гос. океанологического института, 1956, вып. 31(43).
2. Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, 1959.
3. Джиноридзе Р. Н. Диатомовые водоросли в донных осадках Белого моря. — Вестн. Ленингр. ун-та, 1979, № 1.
4. Кириенко Е. А. О распределении доминирующих фораминифер в поверхностном слое осадков Белого моря. — В кн.: Проблемы палеогеографии и геохронологии верхнего плейстоцена и голоцена Северо-Запада Русской равнины, вып. 10. Л., 1976.
5. Кириенко Е. А. О комплексах фораминифер в донных отложениях Белого моря. — В кн.: Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера европейской части СССР. Петрозаводск, 1977.
6. Киселев И. А. Фитопланктон Белого моря. — В кн.: Исследования русских морей. Л., 1925, вып. 2, № 105.
7. Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М., 1960.
8. Лаврова М. А. Позднеледниковая и послеледниковая история Белого моря. — В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., 1968.
9. Малясова Е. С. Палинология донных осадков Белого моря. Л., 1976.
10. Невесский Е. Н., Медведев В. С., Калинин В. В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М., 1977.
11. Николаев И. И. Основные эколого-географические комплексы планктона Балтийского моря и их распределение. — Бот. журн. М., 1950, т. 35.

12. Новые данные по геологии северо-западной части Белого моря / Алядин Ф. А., Мануйлов С. Ф., Рыбалко А. Е., Спиридонов М. А., Спиридонова Е. А., Эйхгорн Г. Л. — Природа и хозяйство Севера, 1977, вып. 6.

13. Палинологическое изучение донных отложений северной части Белого моря как основа их стратиграфического расчленения / Калугина Л. В., Рыбалко А. Е., Спиридонова Е. А., Спиридонов М. А. — Вестн. Ленингр. ун-та, 1979, № 12.

14. Результаты сейсмоакустических исследований в Кандалакшском заливе Белого моря / Калинин А. В., Калинин В. В., Ковальская И. В. и др. — Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология, 1975, № 6.

15. Рухина Е. В. Литология ледниковых отложений. Недра, Л., 1973.

16. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений северной части Белого моря / Джиноридзе Р. Н., Кириенко Е. А., Калугина Л. В., Рыбалко А. Е., Спиридонова Е. А., Спиридонов М. А. — В кн.: Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М., 1979.

17. Virkkala K. On the bed structure of till in Eastern Finland. — Bull. Comm. geol. Finland, 1952, p. 157, c. 15—26.

Г. И. КЛЕЙМЕНОВА, В. И. ХОМУТОВА

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДОННЫХ ОСАДКОВ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Детальное исследование морских осадков методом палинологического анализа до недавнего времени в Советском Союзе и за рубежом проводилось сравнительно редко. Балтийское море изучается с конца 50-х годов различными учреждениями прибалтийских республик и Ленинграда [1, 3, 4, 6, 8, 9, 16, 17], а также в ГДР, ПНР, Финляндии [13 и др.].

В настоящей работе авторы, располагая большим фактическим материалом, обобщили данные палинологического анализа осадков, полученных из различных частей Балтики: районов Гданьской, Готландской и Борнхольмской впадин, Рижского и Финского заливов, прибрежной зоны моря от Клайпеды до Вентспилса.

Материал для исследований был любезно предоставлен сотрудниками Атлантического института океанологии АН СССР (А. И. Блажичиным), отдела географии Литовской АН (В. К. Гуделсом, Л. С. Лукошявичюсом), института ВНИИМОРГЕО (А. Н. Ефимовым, И. А. Тимофеевым). В общей сложности нами было изучено около 50 разрезов (рис. 1). Грунтовые колонки отбирались вибропоршневой трубкой — в прибрежной зоне и прямоточной — во впадинах. Глубоководные разрезы отличались большой длиной (порядка 3,5—4,5 м), в прибрежной зоне длина их колебалась в среднем от 0,5 до 2,5 м. Проанализированные нами колонки вскрывают лагунно-морские осадки поздне- и послеледникового возраста.

В результате детальных исследований отчетливо выделяется прибрежная и глубоководная фациальные зоны, различающиеся не только литологией донных отложений, но и определенными спорово-пыльцевыми спектрами. Под глубоководной понимается зона стратиграфически непрерывного осадконакопления, которая характеризуется тонкодисперсностью отложений и находится за пределами линии максимальной регрессии. Накопление прибрежно-фациальных образований связано с подводным береговым склоном и заборово-лагунной полосой побережий [14]. В разрезах глубоководных колонок, отобранных из впадин, преобладают ленточные глины, илы, в прибрежных — песчано-алевритовые осадки, часто с включениями прослоев более грубых крупнопесчаных и гравийных фракций. Иногда встречаются илы.

Характерной особенностью разреза донных отложений Балтики является наличие перерывов в осадконакоплении, которые в большинстве случаев можно «уловить» только палинологическим методом. Из

нескольких исследованных нами колонок лишь в немногих наблюдается полный цикл осадков, сформировавшихся на протяжении всего голоцена. Очень часто в разрезах зафиксированы отложения бореального или атлантического времени, выходящие непосредственно на поверхность дна моря. Иногда осадки позднего и среднего голоцена за-

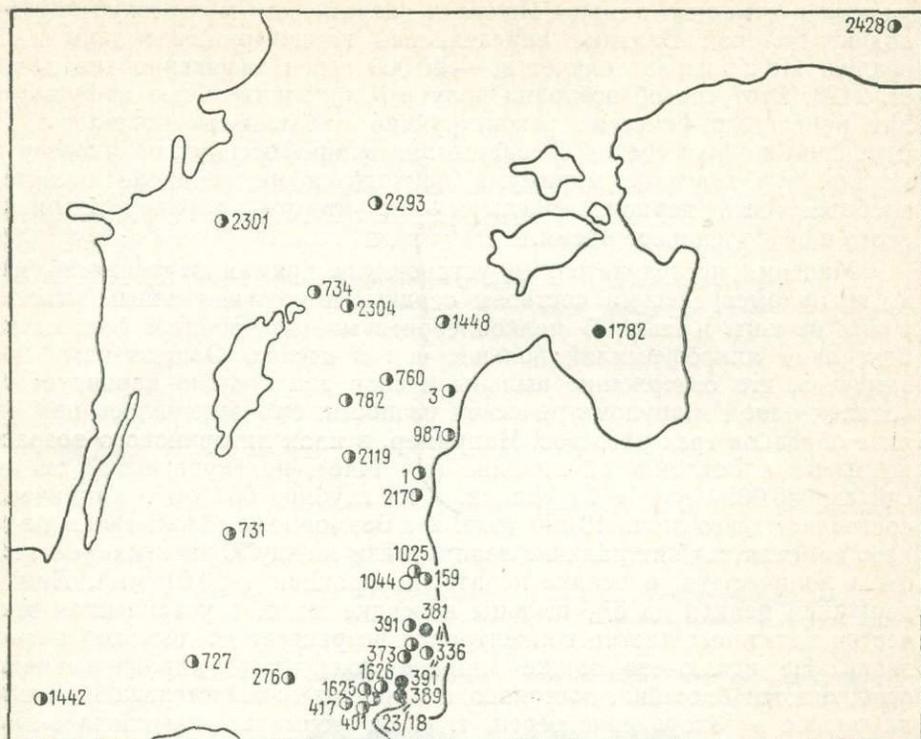


Рис. 1. Схема расположения колонок, исследованных авторами и Е. М. Вишневской.

легают на гомогенных и ленточных глинах позднеледникового возраста. Подобная стратиграфическая прерывистость в накоплении морских отложений зависит от влияния на процесс седиментогенеза многих факторов и в первую очередь — локальной гидродинамической активности водоема. С этим же, как правило, связано количественное содержание и флористический состав спорово-пыльцевых спектров почти в каждом отдельном разрезе.

Необходимо также подчеркнуть наличие «немых» слоев среди насыщенных пылью одновозрастных толщ. Причину подобного явления, по нашему мнению, следует искать в действии микробиологических, биотических и гидрохимических факторов. В целом, исследуя морские фации, мы убедились, что они содержат огромное количество пыли и спор; это позволило не только разработать стратиграфию поздне- и послеледниковья, но поставить и частично решить целый ряд вопросов методического характера, связанных с особенностями формирования спорово-пыльцевых спектров в условиях морского режима. Высокое содержание микрофоссилий в отложениях Балтики объясняется расположением области осадконакопления в лесной гумидной зоне.

Сравнительный подсчет всех найденных компонентов производился с поверхности одного покровного стекла размером 18×18 мм. При этом регистрировались все зерна, содержащиеся в эмульсии. Количество пыльцы и спор в образцах, подсчитанное таким образом, колеблется в среднем от 80—100 до 500 форм, в пробах глубоководных станций до 1000—1500. Кроме того, для получения более объективных данных с помощью камеры Нажотта впервые для нескольких глубоководных колонок Балтики определялась концентрация пыльцы в 1 г осадка. Наибольшее количество — 80 000 зерен зафиксировано в илах ст. 2428. Этот способ позволил получить дополнительную информацию для палеогеографических реконструкций ландшафтов прошлого. Так, изменение количественного содержания микрофоссилий по разрезу показало, что значение минимума приходится на позднеледниковье и пребореальный период, максимум — на вторую половину атлантического и суббореального время.

Многими исследователями установлена прямая зависимость между гранулометрическим составом осадков и количественным участием в них пыльцы и спор. В мелкоалевритовых и глинистых фациях концентрация микрофоссилий больше, чем в песках. Однако нами было замечено, что содержание пыльцы и спор значительно варьирует и в осадках одной гранулометрической разности. Это выяснилось при анализе образцов трех разрезов. Например, в илах литоринового возраста, вскрытых в Готландской впадине (ст. 1448), на глубине 517 см подсчитано 56 000 зерен в 1 г осадка, а на глубине 607 см их количество составляет всего лишь 10 000 (рис. 2). Возможным объяснением подобного явления служит наличие взаимосвязи между концентрацией пыльцы и количеством в осадке пелитовой фракции ($< 0,01$ мм). При содержании пелита до 5% пыльцы в осадке мало, с увеличением количества пелитовых частиц концентрация возрастает до десятков и тысяч зерен. Не исключено также влияние локальных гидродинамических особенностей бассейна, постоянно и в значительной степени влияющих на разнос и захоронение зерен, т. е. на формирование спорово-пыльцевых спектров в морских осадках.

При интерпретации результатов всех изученных нами литологических типов были отмечены закономерности, характерные для спектров морских отложений: хорошая сохранность зерен, осредненный состав пыльцы и спор, залегающих «in situ», наличие переотложенных форм палеоген-неогенового возраста, количество которых обычно зависит от расположения колонки. Наибольшее число переотложенных видов зафиксировано в районе Самбийского полуострова, где происходит размыв дочетвертичных пород.

Как правило, общий состав характеризуется господством пыльцы древесных пород, среди которых постоянно преобладает сосна. Абсолютно доминируя по всему голоценовому разрезу как прибрежных, так и глубоководных фаций моря, она искажает истинное содержание пыльцы прочих лесообразующих пород. Поэтому стратиграфическое расчленение, особенно позднеледниковых отложений, зачастую производится нами не по смене господствующих видов в отдельные периоды, а лишь по намечаемой тенденции их увеличения или уменьшения.

Флористический состав травяно-кустарничкового яруса и мохового покрова довольно бедный, а когда более или менее выражен, то чаще всего состоит из разнотравья, зеленых мхов, папоротников и плаунов. При этом наибольшее количество спор папоротников отмечено в отложениях прибрежных фаций, а максимальное содержание зеленых мхов связано с глубоководной зоной моря.

Сравнивая изменение состава найденных микрофоссилий по всему

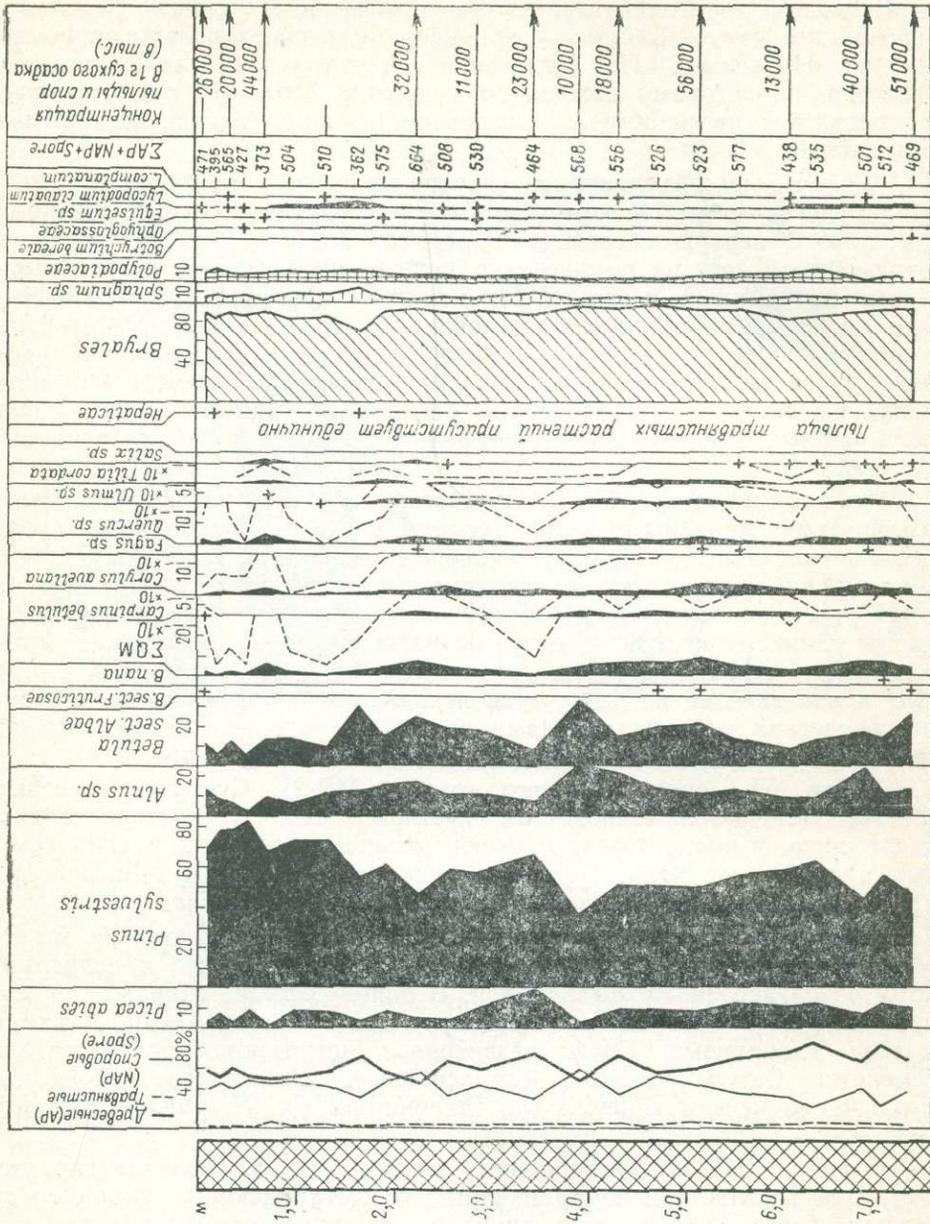


Рис. 2. Спорно-пыльцевая диаграмма колонки 1448.

разрезу поздне- и послеледниковья (помимо общих закономерностей, присущих морским спектрам), нам удалось отметить локальные черты и на этом основании разработать детальную стратиграфию донных осадков как для прибрежных, так и для глубоководных районов Балтики. Эта схема базируется на данных наиболее полно изученных разрезов, где отсутствуют перерывы в осадконакоплении и ясно выражены маркирующий горизонт атлантического времени. За основу расчленения принята схема Блитта — Сернандера с использованием индексации по Нильссону. При выделении зон учитывался также принцип Иверсена, по которому каждая зона должна отражать существенные изменения растительности на территории, прилегающей к Балтийскому морю.

В одну зону объединялись спорово-пыльцевые комплексы, сходные по составу и по близкому процентному содержанию основных компонентов. В первую очередь принималось во внимание соотношение групп общего состава и поведение кривых пыльцы ели, широколиственных пород, ольхи и березы. По их характерным максимумам и минимумам, по эмпирическим и рациональным границам кривых пыльцы и спор мы выделяем десять зон, которые охватывают период от среднего дриаса до современности. Произведенное расчленение базируется также на детально разработанной схеме для континентальных толщ сопредельных территорий, которая подтверждается радиоуглеродными датировками.

Позднеледниковье. По геологическим данным позднеледниковые осадки зафиксированы в различных частях моря и представлены буровато-коричневыми глинами с включениями песка, гравия и гальки. Местами наблюдается их чередование с прослоями суглинков; иногда структура глин ленточная. На отдельных участках встречаются гомогенные глины, переходящие вверх по разрезу в илы. В микропалеонтологическом отношении позднеледниковые отложения изучены слабо [16] и расчленение их базируется исключительно на палинологическо-стратиграфических материалах. Нами достоверно установлены осадки этого времени лишь по двум разрезам — ст. 782 и ст. 159 (рис. 3, 4).

Зона X¹ — время среднего дриаса (DR-2). Спорово-пыльцевые спектры отличаются господством кустарниковых и кустарничковых видов среди пыльцы берез, полыней, маревых, осоковых и спор зеленых и сфагновых мхов. Единично присутствует пыльца *Alnaster* sp., *Ephedra* sp., споры *Selaginella selaginoides* и *Lycopodium pungens*.

Зона IX — время аллереда (Al). Эта зона выделяется по заметному увеличению количества пыльцы древовидных берез и непрерывному развитию кривой пыльцы ели. В общем составе сокращается содержание пыльцы трав, но доминирующими компонентами остаются полынь и маревые. Среди разнотравья встречаются представители семейств: *Caryophyllaceae*, *Ranunculaceae*, *Umbelliferae*, *Rosaceae*. Единично отмечены *Ephedra* sp., *Polemonium* sp., *Hippophæ rhamnoides*.

Зона VIII — время молодого дриаса (DR-1). Спектры характеризуются господством кустарниковых и кустарничковых видов среди пыльцы берез. Пыльца ели единична. В группе пыльцы травянистых растений преобладает полынь и маревые. Присутствует пыльца *Hippophæ rhamnoides*, *Ephedra* sp., *Polypodium* sp. и др. Среди спор отмечены в равных количествах споры зеленых и сфагновых мхов; единич-

¹ Описание спектров всех зон позднеледниковья дается без доминирующей среди древесных пыльцы сосны.

ны находки *Lycopodium pungens*, *L. alpinum*, *Selaginella selaginoides*.

Послеледниковье. По геологическим данным послеледниковые осадки в пределах моря установлены повсеместно. Ранне- и среднеголоценовые осадки представлены слабоконсолированными глинами, песчано-гравийными образованиями древних аккумулятивных тел, песками, алевритами, илами. Их мощность не превышает 10—15 м. Позднеголоценовые отложения слагаются глинами и алевритами мощностью до 3 м. Нередко они отсутствуют. Сложный по текстурно-лито-

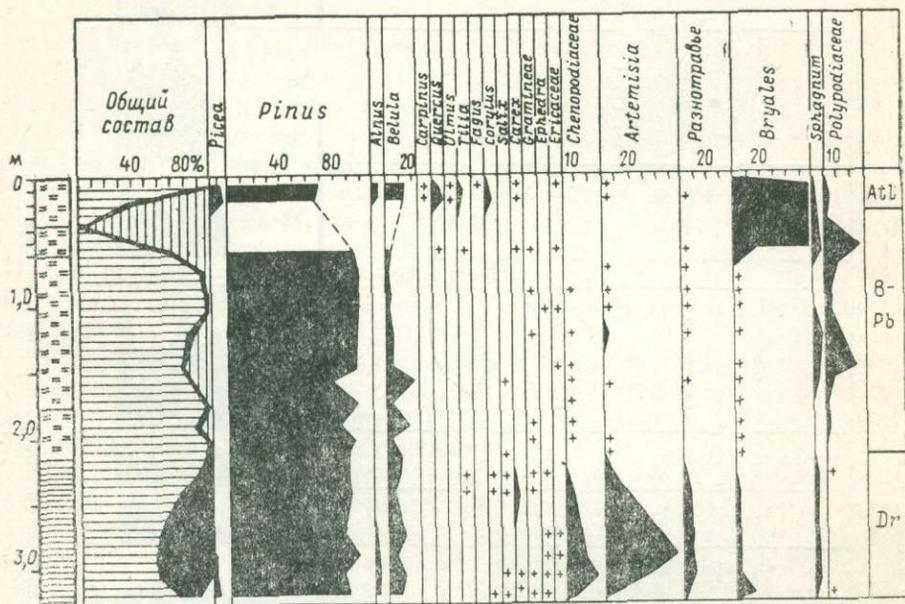


Рис. 3. Спорво-пыльцевая диаграмма колонки 782.

логическим особенностям послеледниковый комплекс датирован нами временем, начиная от пребореала и до современности.

Зона VII — пребореальное время (PB). Уровень, отвечающий контакту поздне- и послеледникового времени на континентальных диаграммах, фиксируется довольно четко и характеризуется прежде всего сокращением пыльцы травянистых растений и спор в общем составе. Среди пыльцы древесных пород господствуют два компонента: сосна и береза, процентное содержание которых по разрезу непостоянно, что и позволяет выделить подзоны. В разрезах морских колонок отложения пребореального периода ранее выделялись предположительно, так как спектры обычно не имели четких палинологических показателей.

В последнее время нами был получен новый фактический материал в основном по фациям прибрежной зоны, который дал возможность в пределах пребореального периода наметить четыре подзоны (см. рис. 4).

Подзона VII-а характеризует переходный этап в развитии растительности от позднеледникового к послеледниковому времени. Спектры в отличие от зоны молодого дриаса отличаются заметным увеличением среди берез пыльцы *Betula* sect. *Albae*. Основной фон

недревесной пыльцы по-прежнему создают полыни и маревые, но значительно возрастает участие мезофильного разнотравья, состав которого становится более разнообразным, встречаются представители семейств: Leguminosae, Rosaceae, Rubiaceae, Polygonaceae, Caryophyllaceae, также — Сурегасеae. Количество спор, как и пыльцы травянистых, в общем составе заметно сокращается.

Подзона VII-в — отражает благоприятные условия для развития лесных формаций. Спорово-пыльцевые спектры характеризуются абсолютным господством пыльцы древесных пород, в основном Pinus (свыше 60%) и Betula (25%); среди последней Betula sect. Albae составляет около 20%. Пыльцы ели насчитано 6,5%. Пыльца травянистых растений и спор составляет в сумме всего лишь 5%.

Подзона VII-с свидетельствует об изменении характера растительности, выразившегося в увеличении роли перигляциальных элементов флоры, в первую очередь — ценозов гелиофитов и тундровых группировок. Спектры этой подзоны по составу и количественному соотношению основных компонентов резко отличаются от подзоны «в» увеличением, во-первых, роли кустарничковых видов берез, полыней и маревых, и во-вторых, спор зеленых и сфагновых мхов. Среди единичных находок необходимо отметить присутствие пыльцы *Ephedra* sp., *Hippophaë rhamnoides*, *Thalictrum* cf. *alpinum* и спор *Setaginella selaginoides*.

Подзона VII-d характеризуется благоприятными условиями для существования лесных формаций. В общих чертах спектры этой подзоны напоминают подзону VIII-в, но отличаются более бедным и однородным флористическим составом.

Выделенные подзоны отражают сложный ход в развитии растительного покрова, обусловленного ритмическими колебаниями климата на протяжении пребореального времени. Подобные изменения фиксировались ранее на диаграммах континентальных отложений (2 и др.). Для морских же фаций Балтики такая сложная пульсация кривых пыльцы и спор наблюдается впервые.

Следует отметить, что в осадках водного генезиса пребореальные слои, имеющие сложный спорово-пыльцевой состав, были обнаружены только при изучении озер Северо-Запада (18). Учитывая уникальность таких находок и для сопоставления с морскими, приведем их краткую характеристику.

Данные палинологического анализа здесь позволили выделить в пределах зоны три подзоны. В спектрах начала пребореального периода доминирует пыльца сосны, и резко сокращается по сравнению с позднеледниковым комплексом участие пыльцы полынно-маревых сообществ и тундровой растительности: это свидетельствует о господстве древесных формаций и сохранении элементов перигляциального комплекса. Спектры второй подзоны отличаются значительным увеличением в составе пыльцы *Betula nana*, *Alnaster* sp., *Salix* sp. В группе травянистых в больших количествах отмечена пыльца семейств Сурегасеae, Chenopodiaceae, р. Artemisia. Фактический материал отразил похолодание климата, обусловившее восстановление ландшафта, напоминающего ландшафт верхнего дриаса. Спектры осадков конца пребореального периода вновь фиксируют доминирующую роль пыльцы древесных пород и значительное уменьшение количества пыльцы карликовой березки, кустарничковых и травянистых растений. Таким образом, спорово-пыльцевые диаграммы пребореальных осадков Балтийского моря и озер Северо-Запада в целом оказались сходными и отразили улучшение климатической обстановки в начале и в конце периода и фазу похолодания между ними.

При сопоставлении маринопалинологических данных, характеризующих отложения от бореального времени до современности, нами установлены довольно четкие различия в спектрах прибрежных и глубоководных фаций.

Анализ фактического материала показал, что более разнообразный и богатый видовой состав имеют осадки прибрежных районов. На диаграммах (несмотря на «забывающую» спектры сосну) можно проследить закономерный ход кривых пыльцы мелколиственных и особенно отдельных пород широколиственных лесов, а также пыльцы ели, неоднократно образующей четкий и показательный максимум в верхней части разреза. Все это позволило нам выделить для прибрежных фаций шесть палинологических зон. В основных чертах эта схема имеет сходство со спектрами одновозрастных континентальных толщ (рис. 5, 6).

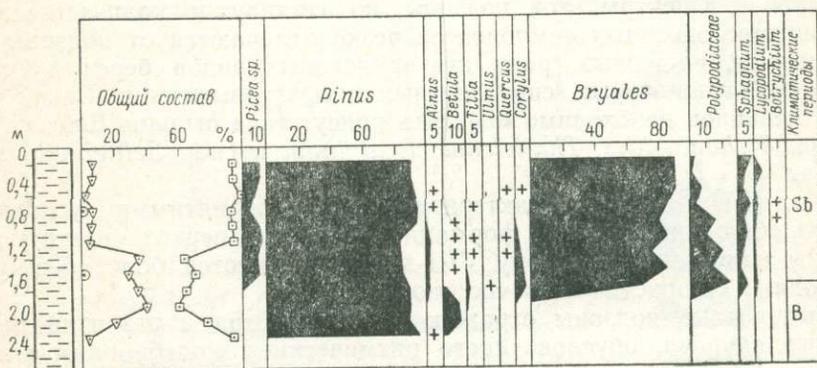


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма колонки 3.

В то же время осадки глубоководных станций дают менее выразительный состав палинологического материала, по которому устанавливаются иногда только четыре зоны: две — соответствуют бореальному времени, одна — атлантическому, а верхняя зона (из-за однородного и крайне бедного состава) обычно не расчленяется (SB—SA) (см. рис. 2, 7).

Зона VI — бореальное время (BO-1). Спектры отложений первой половины бореального периода характеризуются максимальным во всем разрезе содержанием пыльцы сосны. Среди пыльцы берез постепенно сокращается количество карликовой березки; на всем отрезке диаграммы единично встречается пыльца широколиственных пород.

Зона V — бореальное время (BO-2). Начало зоны BO-2 совпадает с развитием эмпирической границы пыльцы *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia* и *Corylus*; одновременно в спектрах увеличивается количество пыльцы ольхи и березы.

При сравнении состава микрофоссилий палинологических зон VI и V для разных частей моря установлены следующие особенности. Для отложений прибрежных колонок содержание пыльцы древесных пород составляет в среднем 50—90%. И несмотря на абсолютное господство сосны, все остальные компоненты, особенно пыльца ольхи и широколиственных пород, имеют четко выраженный ход кривых, типичный для диаграмм континентальных фаций. Максимальное участие среди спор принадлежит папоротникам. В глубоководных фациях кон-

центрация группы древесных заметно увеличивается до 70—95%, при этом содержание пыльцы мелколиственных и широколиственных пород снижается, составляя зачастую незначительный процент по всей толще бореальных отложений. Поэтому основные палинологические рубежи, разделяющие отложения первой и второй половины бореала в глубоководной зоне, прослеживаются не всегда достаточно ясно. Среди спор в равных количествах встречены споры зеленых, сфагновых мхов и папоротников.

Зоны IV—III — атлантическое время (AT-1, AT-2). Для прибрежных фаций наш материал позволил выделить две палинологические зоны.

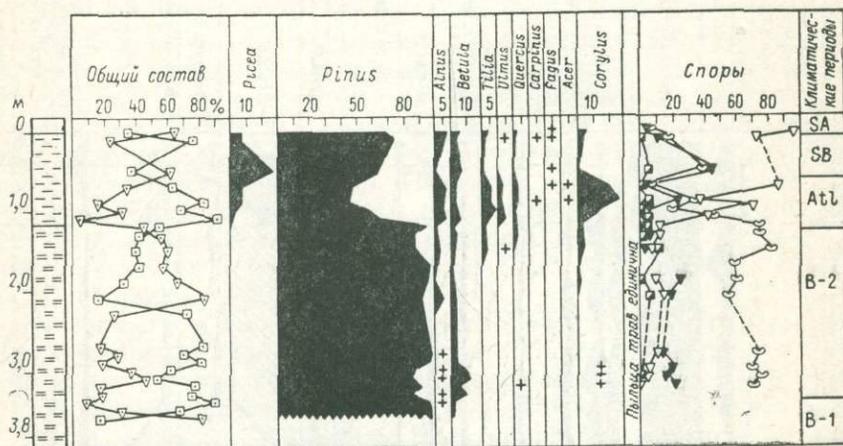


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма колонки 1.

Нижняя (AT-1) характеризуется резким подъемом суммарной кривой пыльцы широколиственных пород (среди которых кульминирует липа), ольхи, березы и лещины. Пыльца сосны по-прежнему является доминирующим компонентом, хотя количество ее заметно сокращается. В составе спектров верхней зоны (AT-2) пыльца ольхи, березы и широколиственных достигает своего господства. При этом четко фиксируется максимальное количество ольхи (до 30%), дуба (до 12%), липы (до 9%), вяза (до 12—14%) и лещины (10—15%). На многих диаграммах разрезов прибрежной зоны моря прослеживается типичный для спектров континентальных отложений подъем кривой пыльцы ели, которая образует на уровне наибольшего развития широколиственных и мелколиственных пород свой первый последледниковый максимум (см. рис. 6).

В составе спор по всей толще атлантического времени господствуют споры папоротников. В осадках глубоководных колонок зачастую выделяется единый палинологический комплекс, состав которого дает осредненную и несколько обобщенную характеристику двух зон, отмеченных выше. Резко отличным здесь является и состав спор, основное участие среди которых принадлежит зеленым мхам. Споры папоротников и сфагновых мхов встречаются единично (см. рис. 7).

Зона II — суббореальное время (SB). По палинологическим данным в разрезе как прибрежных, так и глубоководных фаций эти осад-

ки выделяются крайне редко. Характерные черты спектров континентальных отложений суббореала, позволяющие не только установить его, но и подразделить на два этапа, в морских колонках едва прослеживаются. Атлантико-суббореальная граница проводится нами на диаграммах только наиболее полных разрезов на уровне общего сокращения пыльцы ольхи, березы и широколиственных пород (в первую очередь — вяза). В спектрах зоны II прослеживается также небольшой, но довольно четкий максимум пыльцы дуба (4—5%) и ели (10—15%) (см. рис. 5, 6, 7).

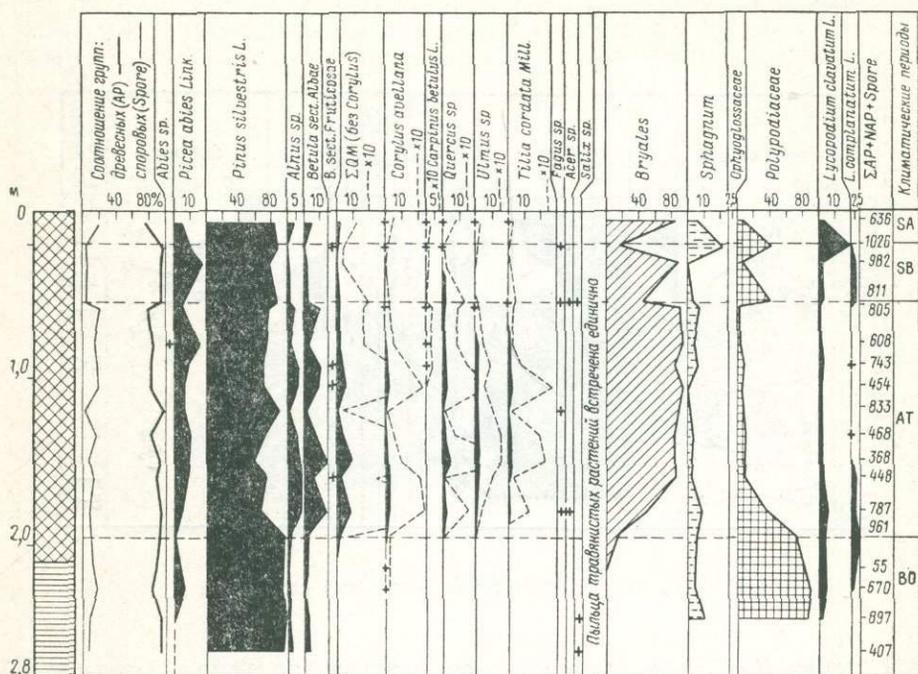


Рис. 7. Спорно-пыльцевая диаграмма колонки 2304.

Зона I — субатлантическое время (SA). Осадки субатлантического времени удалось выделить только в прибрежных колонках, и отличаются они крайне бедными и однородными спектрами: пыльца ели и широколиственных пород единична, количество ольхи и березы составляет не более 3—5%. Содержание трав колеблется от 4,5 до 9,5%, спор от 1,5 до 15% (см. рис. 6).

Чаще всего для большинства исследованных разрезов толща отложений, залегающая выше слоев атлантического возраста, по палинологическим данным не расчленяется (SB+SA), а выделенные в них спорно-пыльцевые спектры позволяют только суммарно охарактеризовать зоны II—I. В их составе постоянно присутствует пыльца ели, достигающая в среднем 5—10%, пыльца ольхи и березы встречается в равном количестве (5—15% каждая); около 10% составляет суммарная кривая пыльцы широколиственных пород. В то же время в осадках прибрежной зоны моря пыльцы трав насчитано до 2—8%, а в глубоководных она практически отсутствует.

Дробное биостратиграфическое расчленение разрезов Балтики стало возможным в первую очередь благодаря детальным методическим работам по выяснению особенностей формирования спектров в морских условиях и при сопоставлении их с континентальными толщами и донными осадками современных озер Северо-Запада.

В любом типе осадка спорово-пыльцевые спектры в основном слагаются из трех составляющих. Одна часть спектра отражает зональный тип растительности, другая — состав местных ассоциаций и, наконец, последняя — узколокальные факторы (макрофиты). Выявленные степени участия в каждом конкретном случае этих составляющих имеет большое значение при интерпретации данных палинологического материала, и особенно важны они при различного рода сопоставлениях и дальних корреляциях.

Сравнивая видовой состав микрофоссилий и их распределение по площади дна моря, можно отметить, что спектры Балтики несут информацию прежде всего о зональном типе растительности. Проведение методических работ, основанных на изучении поверхностных проб донных осадков современных водоемов, показало, что палинологические данные дают осредненную и обобщенную картину растительных сообществ окружающей территории. Основным источником спорово-пыльцевых комплексов поверхностного слоя является растительный покров территории, непосредственно примыкающей к морю (Советская Прибалтика, северные районы Польши, ГДР, ФРГ, Дания, Швеция), а также его малых островов.

Центральная и юго-восточная части Балтики расположены в пределах бореального типа растительности с господством таежных лесов. Полученные значения состава и количественных соотношений средних спектров пыльцы древесных пород в поверхностных осадках северо-западной и юго-восточной частях Балтики [10] с господством пыльцы *Pinus silvestris* L. значительным участием *Picea abies* L. Karst. *Betula sect. Albae*, *Alnus* sp. и постоянным присутствием пыльцы широколиственных пород, лещины и дают осредненную картину основных групп растительных формаций подзоны южной тайги.

Юго-западная и южная части Балтики находятся уже в районе распространения неморального типа растительности с господством западноприатлантических формаций (широколиственные и смешанно-широколиственные леса). Анализ поверхностных проб Балтики в этом районе [13] показывает иной качественный состав спектров; господствует пыльца широколиственных пород: *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Tilia cordata* с подчиненным значением пыльцы хвойных (*Pinus silvestris* L. и *Betula* sp.).

Сравнимые результаты палинологического материала получены при сопоставлении анализов поверхностных проб Балтики и крупнейших озер Европы — Онежского, Ладожского, Воже, Лача, Кубенского, Белого [18]. Флористический состав спектров и количественные значения их составляющих в осадках этих озер сходны.

В группе общего состава независимо от фациальных различий, расстояния от берега, глубины бассейна или каких-либо других факторов абсолютно (85—98%) господствует пыльца древесных пород, в основном хвойных: *Picea abies* и *Pinus silvestris*. Прочая пыльца содержится в небольших и почти равных количествах — *Betula sect. Albae* (2—12%) и *Alnus glutinosa* (1—6%); широколиственные породы составляют доли процента. Пыльцы травянистых, как наземных, так и макрофитов, в озерных осадках очень мало, и слагается она из семейств ветроопыляемых растений — Gramineae (0,5—3,8%), Cyperaceae (0,2—2,2%), Chenopodiaceae и Compositae (меньше 1%).

Таким образом, в спектрах поверхностных проб Балтики и крупнейших озер Северо-Запада находят отражение в основном только доминантные и эдификаторные группы таежного типа растительности. Эти же особенности прослеживаются и при анализе ископаемых спектров донных колонок моря и озер.

Более того, намеченное по современным спектрам Балтики районирование в общих чертах сохраняется и в голоцене: для отдельных частей моря выявляется свой специфический тип диаграмм. Так, в отложениях суббореального и субатлантического возраста, взятых из центральных и юго-восточных районов, спектры в среднем характеризуются господством пыльцы сосны (75—80%), отчетливым, до 15—18%, максимумом ели, присутствием в равных количествах (около 10% каждая) ольхи и березы и незначительным содержанием широколиственных пород. В то же время диаграммы южной Балтики, несмотря на доминирующую сосну, отличаются более высоким участием пыльцы *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia* и *Corylus* (в некоторых разрезах — до 10—12% в сумме) и падением — до 5—7% — кривой пыльцы ели.

Важным выводом всех маринопалинологических работ является то, что спорово-пыльцевой анализ, как основной биостратиграфический метод в изучении континентальных отложений, успешно может быть использован не только для датирования морских осадков, но и для корреляции их с континентальными.

Спорово-пыльцевые диаграммы поздне- и послеледниковых осадков Балтики в основных чертах и закономерностях сходны с диаграммами континентальных одновозрастных толщ. Особенно большое совпадение полученные нами данные обнаруживают, например, со средней пыльцевой диаграммой голоценовых отложений Латвии, составленной В. Я. Стелле и И. Я. Данилансом [6]. Это сходство проявляется в кульминациях и исчезновении пыльцы характерных элементов флоры, какими следует считать широколиственные породы, ольху, лещину, ель, в четких пиках сосны, в осадках бореального времени, иногда в одинаковых процентных соотношениях пыльцы основных древесных пород. Большое совпадение спорово-пыльцевых диаграмм морских и континентальных голоценовых отложений не случайно, ибо природа их одинакова: те и другие отражают осредненный региональный тип растительности.

Для примера возможности корреляции мы провели также сопоставление результатов по донным отложениям бореального времени с аналогичными осадками древней Вентспилской лагуны [5]. Для рассмотренного периода палинологический материал показал сходный состав найденной флоры, особенно в группе древесных пород, и общие закономерности в ходе кривых основных компонентов пыльцы и спор, которые четко прослеживаются на большинстве диаграмм Балтики и Вентспилской лагуны.

В обоих случаях фиксируется одинаковое процентное соотношение пыльцы характерных элементов флоры (широколиственные породы, ольха, ель), их появление, кульминация и исчезновение, абсолютное господство сосны и т. д. Одновременно с этим в континентальных толщах в отличие от морских отмечается более богатый видовой состав пыльцы травянистых растений и спор. В пределах одного просмотренного препарата чаще встречаются формы разной экологической принадлежности.

Анализируя состав пыльцы травянистых растений континентальных толщ, необходимо отметить также, что найденные здесь микрофоссилии в значительной мере отражают состав локальных фитоценозов.

В целом же можно констатировать, что пыльца в морских осадках распределяется по площади дна более или менее равномерно, но отличается бедным флористическим составом; содержание пыльцы травянистых растений ничтожно, а среди споровых, как правило, присутствуют только Bryales, Sphagnum, Polypodiaceae.

Локальные элементы, имеющие определенное значение при расшифровке спектров континентальных фаций (особенно торфяников), в осадках водного генезиса практически не участвуют. Их роль несколько возрастает лишь в спектрах малых водоемов и прибрежной части моря.

Здесь (ст. 373, 1626, 1625, 159 и др.) встречается пыльца таких кустарников, как *Salix* sp., *Betula nana*, *B.* sect. *Fruticosae*, *Ephedra*, *Hipporphaë*; среди травянистых растений отмечена пыльца водных и прибрежных семейств *Cyperaceae*, *Butomaceae*, *Alismataceae*, мезофильного разнотравья и остатки растений прибрежно-водных обитаний: стебли и корешки *Scirpus lacustris* L., *Phragmites communis* L., *Menyanthes trifoliata* L., *Equisetum* sp.¹ Среди споровых чаще фиксируются *Selaginella selaginoides*, *Hepaticae*, *Botrychium boreale*.

Спектры глубоководных колонок в целом беднее во флористическом отношении и монотоннее по рисунку диаграмм, а среди травянистых растений встречается в основном пыльца ветроопыляемых родов и семейств, таких как, например, *Artemisia* и *Chenopodiaceae*. Большое значение на формирование спектров в осадках водного генезиса оказывают также морфометрические показатели микрофоссилий и их различный удельный вес.

В связи с активностью водных масс в разных гидродинамических зонах моря постоянно происходит дифференциация пыльцы и спор. В настоящее время это общеизвестный факт, подтвержденный работами многих маринопалинологов. Так, сравнительно тяжелая и крупная пыльца ели и споры папоротников захороняются обычно в мелководной зоне вблизи побережий, в глубинную часть моря они выносятся в небольшом количестве. Пыльца березы и ольхи более равномерно распределяется в поверхностном слое воды и захороняется чаще всего в осадках склонов [15]. Споры плаунов и сфагновых мхов, обладая хорошей плавучестью, переносятся течениями на большие расстояния; их количество в фациях всех морфодинамических зон велико и, как правило, не соответствует роли этих растений в составе растительности побережий [11].

Отмеченные выше закономерности в распределении и захоронении микрофоссилий в морских осадках выявляются и при анализе ископаемых колонок Балтики. Так, в отложениях атлантического времени в зависимости от места их взятия наблюдается различный состав палинологических спектров, особенно среди спор. В глубоководных фациях преобладают споры зеленых мхов (колонки: 2301, 734, 2119 и др.), а в прибрежных — споры папоротников (373, 1044). В другие периоды голоцена подобной закономерности не отмечается, и в зависимости от гидродинамического режима водоема господствующими компонентами являются то споры Bryales, то Sphagnum или Polypodiaceae. Кроме того, в пестрых по литологическому составу отложениях прибрежной зоны моря начиная с конца бореала и до субатлантического времени пыльца ели и широколиственных пород (особенно,

¹ Определения макроостатков произведены сотрудником Ленинградского университета В. П. Денисенковым.

Tilia, Ulmus) содержится в значительно больших количествах, чем в одновозрастных глубоководных толщах.

Таким образом, детальные исследования и большой объем палинологических анализов позволили произвести дробное зональное расчленение морских фаций позднего и послеледникового возраста. При разработке биостратиграфической схемы нами были учтены характерные особенности спорово-пыльцевых спектров в различных морфодинамических зонах моря, которые имеют существенное значение для целей палеогеографии.

Комплекс микрофоссилий прибрежных фаций независимо от типа осадка в значительной степени фиксирует локальные особенности развития растительности, которые отражаются в основном составом пыльцы травяно-кустарничковых растений и спор. Диаграммы характеризуются более динамичным ходом на них кривых основных компонентов, особенно в группе древесных пород, и выраженностью четких эмпирических и рациональных границ пиков ели, вяза, липы и дуба, что и отличает их от диаграмм отложений глубинной зоны.

Установлено, что пыльца широколиственных пород систематически начинает появляться в осадках бореального времени. При этом первой кульминирует пыльца липы, максимум которой приурочен к началу атлантического периода, а затем — вяз и дуб, отмеченные в наибольшем количестве в осадках второй половины этого времени. Последующая, менее значительная кульминация пыльцы дуба связана с суббореалом. В целом спорово-пыльцевые спектры отложений Балтийского моря отражают наиболее общие закономерности изменения растительности крупного региона в голоцене, опираясь на которые можно с большой долей уверенности коррелировать осадки по всей площади дна.

В то же время значительное осреднение спектров, происходящее в процессе их формирования путем селекции микрофоссилий по морфологическому строению, удельному весу и приспособленности к дальнему переносу, не позволяет реконструировать изменение растительности суши в различные этапы голоцена. По спектрам морских отложений можно судить лишь о смене зонального типа растительности, что зачастую имеет большое значение при корреляции и дальних сопоставлениях, в отличие от спектров континентальных фаций или, например, малых озер.

Последнее положение отвечает идее У. Хафстена (19), который предлагал для целей корреляции исключить из состава палинологических комплексов локальные элементы и базироваться только на флористических показателях эдификаторных и доминантных видов.

В заключение следует отметить, что параллельно проводимые исследования диатомовых водорослей дали возможность выделить лишь две стадии в развитии Балтики: Анциловое озеро и Литориновое море [1, 9, 12, 16 и др.]. Отложения позднеледникового возраста и пребореального периода обычно характеризуются почти полным отсутствием диатомей, а послелиториновый этап в развитии бассейна показывает единый нерасчлененный комплекс, близкий по составу к современному. Тем не менее решающее значение при установлении хронологических рубежей в донных колонках моря имеют детальные и комплексные исследования, и в первую очередь — палинологический и диатомовый анализ в совокупности с данными литологии.

УКАЗАТЕЛЬ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вишневская Е. М., Клейменова Г. И., Болдырев В. Л. Новые данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов донных отложений Юго-Восточной Балтики. — Вестник Ленингр. ун-та, 1974, № 12.

2. Гринбергс Э. Ф. Поздне- и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. — Рига, 1957.
3. Гуделис В. К. Общие черты геологии и геоморфологии дна центрального сектора Балтийского моря. — *Baltica*, 1970, т. 4.
4. Древнебереговые образования на дне юго-восточной части Балтийского моря / Гуделис В. К., Лукошавичюс Л. С., Клейменова Г. И., Вишневская Е. М. — *Baltica*, 1977, т. 6.
5. Джиноридзе Р. Н., Клейменова Г. И., Серганов В. И. Новые данные по истории древней Вентспилской лагуны. — В кн.: История озер Северо-Запада, Л., 1970.
6. Даниланс И. Я., Стелле В. Я. О пыльцевых зонах голоцена и некоторых региональных их особенностях на территории Латвии. — В кн.: Палинологические исследования в Прибалтике. Рига, 1971.
7. Кабайлене М. В. Формирование пыльцевых спектров и методы восстановления палеорастительности. — Вильнюс, 1969.
8. Клейменова Г. И., Хомутова В. И. Некоторые особенности спорово-пыльцевых спектров морских и озерных отложений. — *Вестн. Ленингр. ун-та*, 1979, № 6.
9. Клейменова Г. И., Хомутова В. И., Вишневская Е. М. Палинологический и диатомовый анализ донных отложений Балтийского моря. — В кн.: Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М., 1979.
10. Кондратене О. П., Блажчижин А. И., Емельянов Е. М. Состав и распределение пыльцы и спор в поверхностном слое осадков в центральной и юго-восточной частях Балтийского моря. — *Baltica*, 1970, т. 4.
11. Коренева Е. В. Спорово-пыльцевой анализ донных отложений Охотского моря. — *Труды ин-та океанологии*, 1957, № 22.
12. Кессел Х., Давыдова Н. Н., Блажчижин А. И. Пыльца и диатомовые из колонок глубоководных впадин Балтики. — *Изв. АН Эстонской ССР*, 1973, т. 22, № 4.
13. Крөг Г. О развитии большого Бельта в послеледниковое время. — *Baltica*, 1965, т. 2.
14. Лукошавичюс Л. С., Клейменова Г. И., Вишневская Е. М. Основные черты стратиграфии позднечетвертичных донных отложений Центральной и Юго-Восточной Балтики. — *Труды АН Лит. ССР*, сер. Б, 1980, т. 1.
15. Малясова Е. С. Палинология донных осадков Белого моря. Л., 1976.
16. Палеоботаническая и литологическая характеристика позднечетвертичных отложений глубоководных впадин средней и южной частей Балтийского моря / Кабайлене М. В., Кондратене О. П., Лукошавичюс Л. С., Блажчижин А. И., Гайгас А. И. — *Труды АН Лит. ССР*, сер. Б, 1978, т. 6.
17. Хомутова В. И. Палинологическая характеристика послеледниковых отложений центральных и юго-восточных районов Балтики. — *Baltica*, 1977, т. 6.
18. Хомутова В. И. Геохронология донных отложений по результатам палинологического анализа. — В кн.: Палинология Онежского озера. Л., 1976.
19. Хафстен У. Зональная система голоцена земного шара. — Тезисы доклада III Международной палинолог. конф. Новосибирск, 1971.

Е. М. ВИШНЕВСКАЯ, Р. Н. ДЖИНОРИДЗЕ, А. С. МЕЛЬНИЧУК

КОМПЛЕКСЫ ДИАТОМЕЙ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ДОННЫХ ОСАДКОВ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

На примере Охотского, Японского, Берингова, Белого морей и северо-западной части Тихого океана [2, 3] показано, что диатомей из поверхностного слоя осадков отражают закономерности, присущие их распределению в планктоне и бентосе. Из сравнительного анализа комплексов диатомей на поверхности дна и в толще осадков вытекают важные палеоэкологические и палеогеографические выводы. Настоящая работа посвящена результатам изучения методом диатомового анализа 150 проб из поверхностного слоя донных осадков Балтийского моря (рис. 1). Сборы были сделаны А. И. Блажчижиным в экспедициях Института океанологии АН СССР на и/с «Профессор Добрынин» в 1965—1971 гг. Для исследования диатомей образцы отобраны из дночерпательных проб в интервале 0—10 см и 0—15 см от поверхности дна. Методика обработки образцов, применяемая в Институте океано-

логии [3], оказалась в данном случае мало результативной. В препаратах насчитывается всего по несколько экземпляров диатомей, что в пересчете на 1 г осадка дает низкие показатели от 4000 до 100 000 створок, в то время как в самых бедных терригенных осадках Белого моря в 1 г осадка содержится 5 млн створок, а в диатомовых илах дальневосточных морей — до 600 млн створок. Низкое количество диатомей в осадках на поверхности дна Балтийского моря согласуется с данными по содержанию в осадках аморфного кремнезема. В наиболее распространенных на дне Балтики осадках-песках, алевритовых илах и алевритах количество аморфного кремнезема колеблется от 0,5 до 3% [1].

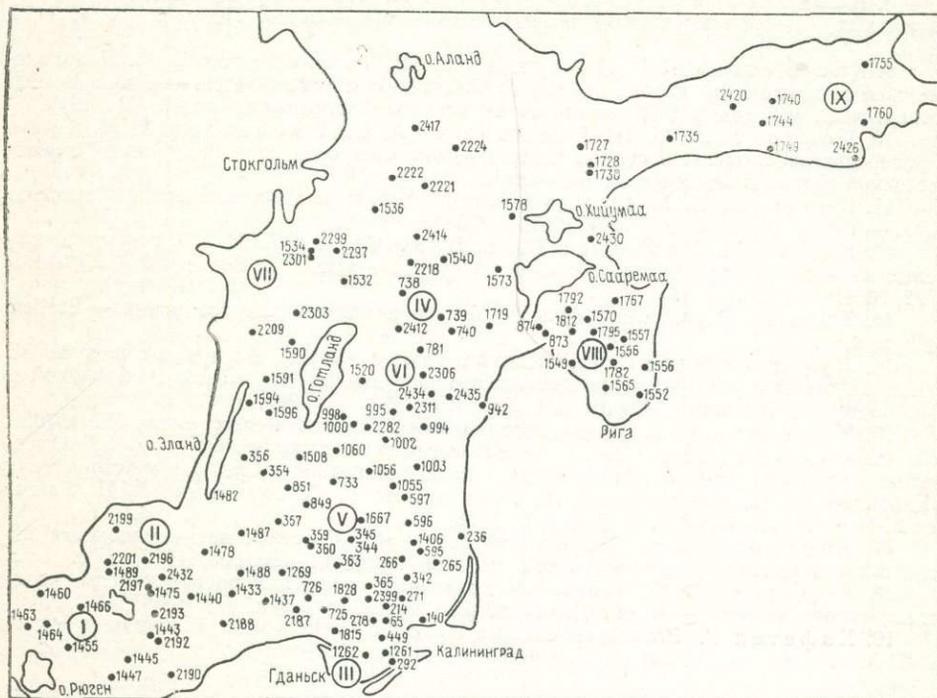


Рис. 1. Схема расположения станций с отбором проб донных осадков.

I — Арконская впадина; II — Борнхольмская впадина; III — Гданьская впадина; IV — восточная часть Центральной впадины; V — западная часть Центральной впадины; VI — Готландская впадина; VII — Ландсортская впадина; VIII — Рижский залив; IX — Финский залив.

Для обработки балтийских поверхностных осадков применена методика, разработанная во ВСЕГЕИ, дающая значительное обогащение диатомеями. В препаратах, приготовленных по этой методике, проведено изучение видового экологического состава диатомей. Количественное участие отдельных видов вычислено в процентах. Для этого в препаратах насчитывается 300—700 створок диатомей и затем определяется значение каждого вида. Данные по количественному распределению диатомей в поверхностном слое осадков моря, исходя из численности диатомей в препаратах, приведены на рис. 2.

Своеобразие современной флоры и фауны Балтийского моря в связи с его физико-географической характеристикой и геологическим прошлым обстоятельно описано Л. А. Зенкевичем [4] и И. И. Николаевым [9]. Бедный состав флоры и фауны Балтийского моря объяс-

няется значительной его опресненностью, неустойчивостью солевого режима поверхностного слоя вод и резко выраженной солевой стратификацией, затрудняющей обмен водами с Северным морем. Общая численность растительных организмов, населяющих центральный район Балтийского моря, составляет менее 20% численности видов Северного моря, расположенного рядом и в той же географической зоне [9]. Обеднение морской жизни в Балтике компенсируется внедрением пресноводных видов. Например, в составе современной диатомовой флоры Гданьской бухты из 268 видов и разновидностей 120 таксонов являются пресноводными и пресноводно-солонатоводными [12], что состав-

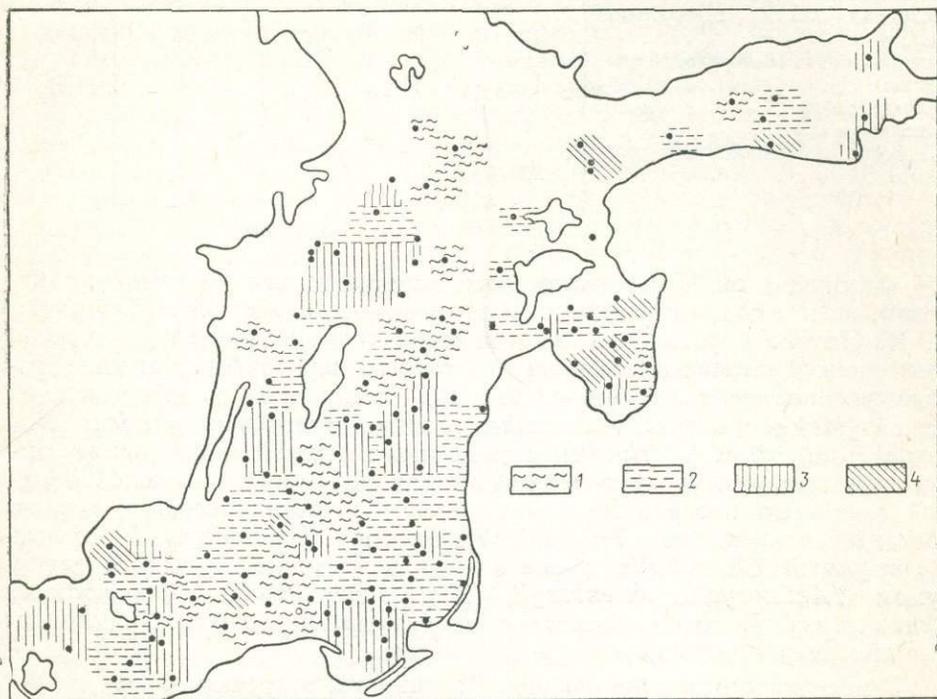


Рис. 2. Количественное распределение диатомей в поверхностном слое донных осадков Балтийского моря.

1 — до 100 створок на 1 стекло; 2 — от 100 до 1000 створок на 1 стекло; 3 — от 1000 до 10 000 створок на 1 стекло; 4 — свыше 10 000 створок на 1 стекло.

ляет 44% от общего числа видов. В поверхностном слое осадков Балтийского моря нами обнаружен 181 вид диатомовых, из которых 115 видов или 64% всех найденных форм приходится на долю пресноводных и пресноводно-солонатоводных. Приведенные данные показывают, что соотношение между группой мезогалобов (морские, солонатоводно-морские и солонатоводные) и группой пресноводных диатомей в современной диатомовой флоре и поверхностном слое осадков Балтийского моря имеет близкое количественное выражение (таблица).

Из данных, приведенных в таблице, следует, что число истинно морских видов в поверхностных осадках Балтики уменьшается в направлении от южных районов к северным, а численность пресноводных диатомей возрастает в восточных и северных районах.

Количество видов диатомовых в осадках на поверхности дна
Балтийского моря

Районы Балтийского моря	Морские	Солоноватоводноморские	Солоноватоводные	Пресноводные и пресноводно-солонатоводные	Всего видов и разновидностей
Арконская впадина	17	9	22	28	76
Борнхольмская впадина	11	7	20	30	68
Гданьская впадина	14	8	18	45	85
Восточная часть Центральной впадины	12	7	22	53	94
Западная часть Центральной впадины	11	5	20	18	54
Рижский залив	4	2	20	24	50
Финский залив	6	11	20	60	97
По всей изученной акватории моря	22	12	32	115	181

Фитопланктон Балтийского моря хорошо изучен не только в видовом, но и в количественном и экологическом отношениях [5, 7, 8, 9]. И. И. Николаев установил в планктоне три эколого-географических комплекса. Арктический комплекс состоит из неритических солонатоводных холодноводных видов, дающих максимумы развития ранней весной (*Melosira arctica*, *Achnanthes taeniata*, *Fragilaria cylindrus*, *Navicula granii*, *Nitzscha frigida*). Бореальный комплекс эвригалинных видов включает два эколого-географических подкомплекса: холодноводный арктическо-бореальный с максимумом развития весной и осенью (*Sclelomena costatum*, *Thalassiosira baltica*, *Chaetoceros holsaticus*, *Ch. wighamii*, *Ch. subtilis*) и бореальный подкомплекс с летним максимумом (*Actinocyclus ehrenbergii*, *Thalassiosira nana*, *Coscinodiscus commutatus*). В третий комплекс входят пресноводно-солонатоводные диатомеи, обильно вегетирующие летом.

В поверхностном слое осадков Балтики мы встречаем более сложные комплексы диатомей, чем в планктоне, так как комплексы эти отражают сумму сезонных изменений в составе планктона и бентоса. На формировании комплексов в осадках сказывается влияние течений, терригенное разбавление, выедание зоопланктоном, степень сохранности панцирей диатомей.

Комплексы из неритических диатомей встречаются только в осадках глубоководных районов. В остальных пробах присутствуют как неритические, так и сублиторальные диатомеи. В массовых количествах в осадках на поверхности дна встречаются такие мезогалобы: *Thalassiosira baltica*, *Actinocyclus ehrenbergii*, *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis*, *Chaetoceros holsaticus*, *Diplonies didyma*, *Achnanthes taeniata*. Из группы пресноводно-солонатоводных диатомей в значительных количествах отмечены *Epithemia turgida* и *Amphora ovalis*.

Другую группу образуют диатомовые, широко распространенные на поверхности дна, но имеющие меньшее обилие: *Cyclotella caspia*, *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis*, *Coscinodiscus commutatus*, *Grammatophora oceanica*, *Rhabdonema arcuatum*, *Diploneis smithii*, *Diploneis litoralis*, *Diploneis stroemii*. Третью группу составляют редкие виды: *Coscinodiscus asteromphalus*, *C. radiatus*, *C. perforatus*, *C. oculus iridis*, *Thalassiora polychorda*, *Thalassionema nitzschioides*, *Chaetoceros mitra*,

Ch. subsecundus, *Navicula latissima*, *N. lyra*, *N. palpebralis* var. *angulosa*.

В результате проведенного анализа видового состава, количественного участия как отдельных видов, так и различных экологических групп диатомей, показывающих их отношение к температуре, солености и глубине моря, в поверхностном слое осадков установлено несколько типов диатомовых комплексов. В составе всех типов комплексов преобладают солоноватоводные диатомей. Исключение составляют комплексы со значительным участием морских диатомей, обнаруженные на нескольких станциях, о которых пойдет речь ниже.

Неритические комплексы содержат в своем составе более 70%⁰ неритических диатомей. В осадках Балтийского моря различают солоноватоводные неритические комплексы с преобладанием арктическо-бореальных диатомей, приуроченные к глубоководным районам моря; и комплексы из неритических солоноватоводных диатомей преимущественно арктические, обычные для Рижского и Финского заливов и северных районов моря. В комплексах сублиторального типа на долю солоноватоводных сублиторальных бентических и планктонных диатомей приходится 70—100%⁰, в них участвуют в значительных количествах пресноводные диатомей. Эти комплексы состоят, в основном, из диатомей бореальной природы. Следует отметить, что в группе бореальных диатомей, согласно классификации А. П. Жузе [3], выделяются арктическо-бореальные, севернобореальные и южнобореальные (собственно-бореальные, умеренно-тепловодные по И. И. Николаеву [9]). Севернобореальные диатомей распространены в северной части бореальной области и являются умеренно холодноводными видами, не заходящими в арктическую область. К северобореальным видам относятся морские: *Thalassionema nitzschioides*, *Coscinodiscus oculus iridis* и *Thalassiosira excentrica*, встречающиеся в поверхностных осадках Балтийского моря.

Комплексы, в которых участие сублиторальных и неритических диатомей близко к 50%, являются смешанными сублиторально-неритическими. Они приурочены к осадкам областей, занимающих переходное положение от отмелей к более глубоководным районам. Распределение диатомовых комплексов на поверхности дна Балтийского моря показано на рис. 3.

В районе Арконской впадины диатомей изучены из поверхностного слоя осадков, представленных илами, алевритами и песками с шести станций (гл. 35—40 м). Осадки оказались насыщенными диатомеями (см. рис. 2). Этот район испытывает значительное влияние соленых вод Северного моря. Количество морских видов, способных обитать при солености 5—35‰, в общем списке достигает 17, а с учетом количественного развития морские виды в пробах в сумме составляют до 28% от общего числа форм в препаратах. Среди морских форм здесь встречаются: *Coscinodiscus asteromphalus*, *C. radiatus*, *Rhizosolenia hebetata* f. *niemalis*, *Navicula abrupta*, *N. lyra*, *Rhabdonema arcuatum*. В осадках этого района распространены сублиторально-неритические комплексы с преобладанием арктическо-бореальных диатомей (более 50%). В этих комплексах массовое участие принимают солоноватоводные неритические виды *Chaetoceros holsaticus*, *Thalassiosira* sp., а также сублиторальный планктонный вид — *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis*. Сопутствующими видами являются *Diploneis didyma*, *D. interrupta*.

Сублиторальный, преимущественно солоноватоводный комплекс встречен в осадках ст. 1455. В его составе обильно представлен умеренно тепловодный южнобореальный вид *Actinocyclus ehrenbergii* et

var. crassa et var. tenella (40%). В числе субдоминант отмечены севернорбореальные: *Coscinodiscus oculus iridis*, *Diploneis didyma*.

Поверхностные осадки района Борнхольмской впадины на ряде последовательных станций содержат бедные комплексы диатомей как по видовому составу, так и по обилию (ст. 1440, 1443, 2188, 2193, 2438) (см. рис. 2).

В песчанистых и алевроитовых осадках на отмелях (гл. 10—50 м.), окружающих о. Борнхольм, прослеживаются сублиторальные комплексы (см. рис. 3). Доминантными видами являются солонатоводные:

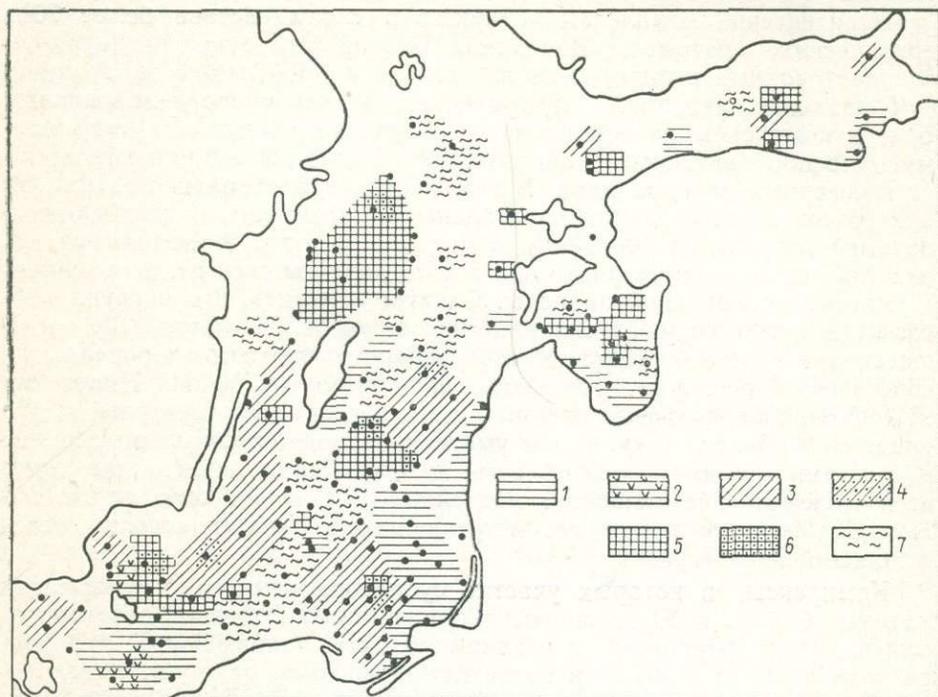


Рис. 3. Распределение комплексов диатомей в поверхностном слое донных осадков Балтийского моря.

1 — сублиторальный солонатоводный; 2 — сублиторальный, со значительным участием пресноводных форм; 3 — сублиторально-неритический солонатоводно-морской; 4 — сублиторально-неритический со значительным участием морских форм; 5 — неритический солонатоводный; 6 — неритический со значительным участием морских; 7 — обедненные комплексы.

Actinocyclus ehrenbergii, *Coscinodiscus lacustris var. septentrionalis*, *Diploneis didyma*. В осадках ст. 1445 доминантным видом является также солонатоводный умеренно тепловодный *Coscinodiscus commutatus* — вид, обычный для Северного моря, где он развивается при солёности воды 2—4‰, а в Балтийском море он встречается без морфологических изменений при солёности 0,5‰ [11]. В отдельных пробах пресноводные и пресноводно-солонатоводные диатомей составляют более 40% всех найденных форм. Особенно обильны эпифитные пресноводно-солонатоводные виды *Epithemia turgida* и *Amphora ovalis*. В сублиторальных комплексах осадков мелководий преобладают севернорбореальные диатомей, составляющие в сумме более 70% от всех форм.

По мере удаления от о. Борнхольм на север в осадках глубоководных частей Борнхольмской впадины распространены сублиторально-неритические и неритические диатомовые комплексы (см. рис. 3).

Среди доминирующих в них видов отмечены солоноватоводные арктическо-бореальные: *Chaetoceros holsaticus*, *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis*. В комплексах из осадков со станций 1478 и 2196 значительное скопление образует морская арктическо-бореальная разновидность *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis*. Единично отмечены, как и в осадках района Арконской впадины, северно- и южнобореальные морские виды, что является следствием сравнительно высокой солености вод этого района (14—18‰). Арктическо-бореальные виды преобладают в неритических и сублиторально-неритических комплексах, составляя до 80%, а количество собственно арктических в осадках большинства станций не превышает 2%. Исключение составляет неритический комплекс со станции 2198, где арктический вид *Achnanthes taeniata* составляет более 56% от общего числа экземпляров в препарате.

В поверхностном слое осадков Гданьской впадины и примыкающего к ней южного района центральной впадины моря состав диатомей оказался более разнообразным, чем в других районах Балтики (см. таблицу). Сравнение списка найденных в осадках форм с составом современной диатомовой флоры Гданьской бухты, изученной Шульцем [12], показало, что в осадках сохраняется только третья часть (85 из 283) современных диатомей. Многочисленные неритические виды родов *Chaetoceros*, *Lucmophora*, *Navicula*, *Pleurosigma* в осадках на поверхности дна крайне редки или отсутствуют, что объясняется плохой сохранностью панцирей этих форм.

Пробы, исследованные из осадков этого района, в разной степени насыщены диатомеями (см. рис. 2). Осадки из района отмелей, находящегося западнее Гданьской впадины, очень бедны диатомеями, так что выделить здесь экологические комплексы не представляется возможным.

В песчаных осадках, расположенных вдоль Куршской косы, а также в алевритовых илах, окаймляющих Гданьскую впадину с востока и северо-запада, найдены сублиторальные солоноватоводные диатомовые комплексы. Здесь преобладают сублиторальные умеренно тепловодные диатомей: *Actinocyclus ehrenbergii* et var. *crassa* (60%), *Diploneis didyma*. В комплексе содержится значительно меньшее число экземпляров истинно морских видов, чем в глубоководных осадках Гданьской бухты (1—2,5‰). Примесь пресноводных диатомей в отдельных случаях составляет 12‰. На формировании этих комплексов сказывается близость береговой линии, а также небольшие глубины моря.

В осадках Гданьской впадины на глубине от 88—130 м прослежены сублиторально-неритический солоноватоводный комплекс, в котором арктическо-бореальные диатомей (по количественному развитию) составляют 50%, а на долю севернобореальных и южнобореальных в сумме приходится также около 50%. Арктические виды единичны и их количество не превышает 1,3% от всех найденных форм в препаратах. На станциях 449 и 2399 насчитывается до 30% морских диатомей. Высокий процент морских форм дает участие в комплексах *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis*. В осадках остальных станций количество морских видов не превышает 9%. В больших скоплениях отмечены: неритические солоноватоводные виды — *Chaetoceros holsaticus*, *Coscinodiscus commutatus*, а также сублиторальные — *Cyclotella caspia*, *Actinocyclus ehrenbergii*, *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis*, *Diploneis didyma*. На станции 365 массовое скопление *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis* (72%) позволило установить неритический комплекс.

На поверхности дна восточной части центральной впадины моря большинство проб содержат достаточно большое количество диатомей (см. рис. 2). Пробы илов, взятые со станций, расположенных южнее Аландских островов (2412, 2221, 2224), очень бедны диатомеями, их количество не более 50 экземпляров на препарат. Единично встречаются *Achnanthes taeniata*, *Chaetoceros holsaticus*, *Coscinodiscus comutatus*.

В песчаных осадках вдоль восточного побережья Балтики и у берегов о. Готланд встречаются сублиторальные солоноватоводные комплексы, для которых характерно обилие умеренно тепловодного вида — *Actinocyclus ehrenbergii* et var. (до 60%). В более глубоководных (до 100 м), удаленных от берегов областях осадки характеризуются сублиторально-неритическими комплексами из арктическо-бореальных солоноватоводных диатомей, среди которых массовые скопления образуют *Chaetoceros holsaticus* и *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis*. В составе сублиторально-неритических комплексов морские диатомеи немногочисленны, за исключением станции 2306, где на их долю приходится около 27%.

Неритические комплексы диатомей найдены в осадках глубоководной впадины, расположенной южнее о-ва Готланд (гл. 100—172 м). На станциях 733 и 1056 отмечен комплекс арктическо-бореальных солоноватоводных диатомей, среди которых массовую встречаемость имеет *Chaetoceros holsaticus* (60—75%). В пробах со станций 2282 и 1003 в составе неритического комплекса доминирует морская разновидность *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis* (58—68%). У о-ва Хиума, в осадках станции 1578 (гл. 54 м) прослежен третий тип неритического комплекса с обилием арктического солоноватоводного вида — *Achnanthis taeniata*.

Поверхностные осадки западной части центральной впадины Балтики имеют обедненный видовой состав диатомей — всего 54 вида и разновидности. Все пробы в достаточной мере оказались насыщенными диатомеями (до 10 000 на препарат). Осадки района, находящегося между островами Эланд и Готланд, содержат сублиторально-неритический комплекс диатомей с преобладанием солоноватоводных арктическо-бореальных видов *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis*, *Chaetoceros holsaticus*, *Cyclotella caspia*. Исключение составляет комплекс со станции 356, где наряду с солоноватоводными диатомеями в заметном количестве присутствует *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis*. Комплекс из осадков станции 1596 (гл. 102 м), находящейся в том же районе, имеет неритический характер с доминантным видом *Chaetoceros holsaticus* и субдоминантным — *Achnanthes taeniata*.

Сходные неритические комплексы прослежены в осадках Готландской впадины на глубине 160—195 м, где господствуют арктическо-бореальные диатомеи (95%), среди которых обильно представлен *Chaetoceros holsaticus* (60%). В осадках самой глубоководной Ландсортской впадины с глубинами 430—450 м — в составе неритического комплекса кроме обычных для этого района доминантных видов встречается неритический арктическо-бореальный вид *Thalassiosira baltica* (50%). Из поверхностной пробы ила со станции 2301 в интервале 0—10 см были изучены три образца. В двух нижних образцах из интервалов 1—3 см и 3—10 см встречен неритический солоноватоводный комплекс, соответствующий описанному выше. В пробе из интервала 0—1 см найден комплекс пресноводно-солоноватоводных диатомей, составляющих 99% всех найденных форм. Доминантными видами являются *Rhoicosphaenia curvata* и *Coc-*

coneis pediculus — виды, обычные в опресненной литорали морей, откуда они, вероятно, были вынесены течениями в район станции 2301.

К северу и востоку от Ландсортской впадины распространены неритические комплексы трех типов: 1) солоноватоводный арктическо-бореальный с доминантным видом *Chaetoceros holsaticus* (ст. 2218, 2414, гл. 100—195 м); 2) солоноватоводный, преимущественно арктический с массовым участием *Achnanthes taeniata* (ст. 2222, гл. 60 м); 3) арктическо-бореальный, преимущественно морской с массовым видом *Rhizosolenia hebelata* f. *hiemalis* (ст. 1536, гл. 110 м).

Рижский залив связан с центральным бассейном Балтики мелководными проливами, которые служат барьерами для проникновения обогащенных биогенными элементами вод. Фитопланктон Рижского залива беден и мало разнообразен [6]. По составу диатомей в поверхностных осадках это наиболее обедненный район Балтики (см. таблицу). Здесь определено всего 50 видов диатомей, из которых 24 — пресноводные и пресноводно-солоноватоводные. Количество морских снижается до 4 видов. Состав диатомей в осадках сходен с современным составом диатомей, который соответствует солености не более 4—5‰. Такой же обедненный комплекс диатомей встречается в осадках северной части центральной впадины Балтийского моря и Финского залива. В илистых осадках вдоль восточного берега Рижского залива (гл. 40 м) найдены обедненные сублиторальные комплексы. Хорошо выраженные солоноватоводные сублиторальные комплексы с преобладанием умеренно тепловодных диатомей прослежены в осадках вдоль западного берега (гл. 21—43 м). Доминирующими видами являются *Actinocyclus ehrenbergii*, *Diploneis didyma* и *Coscinodiscus lacustris* var. *septentionalis*. В центральной, северной, части залива и в районе Ирбенского пролива осадки обогащены диатомеями (до 10000 на препарат). В пробах со станций 873, 874, 1782, 1556, 1767, 1812 (гл. до 56 м) распространен неритический солоноватоводный арктический и арктобореальный диатомовый комплекс. Массовые скопления образует арктический вид *Achnanthes taeniata*. В несколько меньшем количестве встречаются арктическо-бореальные виды *Thalassiosira baltica* и *Chaetoceros holsaticus*.

В осадках Финского залива определено 97 видов и разновидностей диатомей, из которых только 6 видов морские, остальные солоноватоводные, пресноводные и пресноводно-солоноватоводные. Общими доминантными видами в планктоне залива [10] и в поверхностных осадках являются: *Thalassiosira baltica*, *Actinocyclus ehrenbergii*, *Chaetoceros holsaticus*, *Achnanthes taeniata*. Ряд видов, широко распространенных в планктоне, в осадках из-за плохой сохранности створок отсутствует совсем. К ним относятся *Melosira arctica* и многочисленные виды *Chaetoceros*. Большинство исследованных проб после обогащения содержат большое количество створок диатомей (см. рис. 2), за исключением станции 2420.

Неритический комплекс солоноватоводных арктических и арктобореальных диатомей встречен в поверхностных осадках станций 1728, 1740 и 1749 (гл. 21—98 м). Доминантными видами являются *Achnanthes taeniata* (на станции 1749 — 98%), *Chaetoceros holsaticus*. Несколько меньшее обилие имеет *Thalassiosira baltica*. Сублиторально-неритический комплекс характеризует осадки станций 1744 и 1755 (гл. 30—79 м). Среди обильно представленных видов отмечены *Actinocyclus ehrenbergii* (45—50%), *Thalassiosira baltica* (20%), *Achnanthes taeniata* (15—22%).

Сублиторальный солоноватоводный комплекс встречен в поверхностных осадках станций 1727, 1735, 1760 и 2426 (гл. 6—69 м). Доми-

нирует *Actinocyclus ehrenbergii* et var. Сопутствующим видом является *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis*. В пробах, взятых в восточной части залива, содержание пресноводных диатомей достигает 30—53%. В заметных количествах (до 12%) встречаются пресноводносолоноватоводные виды: *Epithemia turgida*, *Fragilaria pinnata*, *Diplo-neis domblittensis*. Из анализа диатомовых комплексов поверхностного слоя осадков вытекает тесная связь их с составом фитопланктона, для которого определяющими факторами являются температура и соленость. На составе комплексов в осадках западной части Финского залива сказывается влияние соседних, более осолоненных участков моря. В осадках восточной части залива, подвергнутой мощному опреснению р. Невы, встречаются комплексы со значительным участием пресноводных диатомей.

Выводы. В результате изучения диатомей из поверхностных осадков Балтийского моря удалось выделить и проследить распределение различных диатомовых комплексов. В осадках прибрежных районов и на мелководьях распространены сублиторальные солоноватоводные комплексы с преобладанием умеренно тепловодных и примесью пресноводных диатомей. В осадках областей, занимающих переходное положение от отмелей к глубоководным частям моря, встречаются смешанные сублиторально-неритические комплексы. В глубоководных районах моря осадки содержат неритические арктическо-бореальные солоноватоводные комплексы с массовыми видами *Chaetoceros holsaticus* и *Thalassiosira baltica*. В осадках менее глубоководных северных районов моря встречается неритический солоноватоводный комплекс с арктическим видом *Achnanthes taeniata*.

По всему морю встречаются осадки с неритическими арктическо-бореальными комплексами, в составе которых участвует морская разновидность *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis*. Эта разновидность, по данным И. И. Николаева [8], крайне редкая в планктоне Балтийского моря, была обнаружена только в 1949 г. По мнению И. И. Николаева, это вид западного происхождения, попавший в Балтику в результате периодически усиливающегося притока соленых вод из Северного моря. *Rhizosolenia hebetata* et var. *semispina* найдена в больших количествах в субатлантических осадках, вскрытых колонками в Борнхольмской и Готландской впадинах, на глубине 20—25 см от поверхности дна [12]. Причиной большого скопления *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis* в поверхностных осадках может быть хорошая сохранность фрагментов панциря этой диатомей. Вместе с тем со станции 2196, 2399, 1003 и 1536 нами анализировались средние пробы из интервала 0—25 см от поверхности дна, где могли быть подхвачены нижние слои осадков субатлантического возраста. Можно предполагать, что на других станциях, где *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis* встречена в пробах 0—10 см, на поверхность дна выходят слои субатлантических осадков, соответствующие периоду более высокой солености вод, чем в современной Балтике.

В морях с постоянным солевым режимом и значительными глубинами (Охотском, Беринговом, Японском, Белом) на основании распределения комплексов диатомей на поверхности дна прослежены сублиторальная, неритическая и океаническая зоны, которые располагаются одна за другой по мере увеличения глубин. В Балтийском море, изобилующем отмелями и впадинами, имеющем сложный гидрологический режим, карта распространения диатомовых комплексов имеет мозаичный характер.

Солоноватоводные комплексы в поверхностных осадках соответствуют опресненному солоноватоводному составу современной диатомо-

вой флоры Балтийского моря. Количество видов морского происхождения в осадках уменьшается с юга на север, что отражает постепенное снижение солености вод, связанное с уменьшением влияния соленых вод Северного моря. Таким образом, состав диатомовых комплексов отражает основные особенности условий осадконакопления в современном Балтийском море.

УКАЗАТЕЛЬ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блажчишин А. И. Геологическое строение и донные осадки Балтийского моря: Автореф. дис. канд. геол.-минералог. наук. Калининград, 1971.
2. Джиноридзе Р. Н. Диатомей в поверхностном слое осадков Белого моря. — ДАН СССР. Сер. геол., 1972, т. 204, № 1.
3. Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М., 1962.
4. Зенкевич Л. А. Биология морей СССР. М., 1963.
5. Киселев И. А. О фитопланктоне солоноватоводной области Финского залива. — Сборник памяти акад. С. А. Зернова, 1948.
6. Николаев И. И. Фитопланктон Рижского залива. — Тез. дис. канд. биол. наук. Л., 1948.
7. Николаев И. И. Основные эколого-географические комплексы фитопланктона и их распределение. — Бот. журн., 1950, т. 35.
8. Николаев И. И. Биологические показатели осолонения Балтийского моря. — Природа, 1950, № 5.
9. Николаев И. И. Некоторые общие черты распределения и биологии массовых видов фауны и флоры Балтийского моря в связи с особенностями его гидрогеологии. — Океанология, 1961, т. 1, вып. 6.
10. Палеоботаническая и литологическая характеристика позднечетвертичных отложений глубоководных впадин средней и южной частей Балтийского моря (Кабайлене М. В., Кондратене О. П., Лукошявичюс Л. С., Блажчишин А. И., Гайгалас А. И. — Труды АН Лит. ССР. Сер. Б, 1978, т. 6(109).
11. Вроскманн С. Die Diatomeen in Ablagerungen der ostpreußischen Haffe. — Meyniana, 1954, Bd. 3.
12. Schulz P. Die Kieselagen der Danziger Bucht mit Einschluss derjenigen aus glazialen und postglazialen Sedimenten. — Bot. Archiv. Leitschr. für gesamte Botanik. Königsberg, 1926, Bd. 13, Hf. 3—4.

Р. Н. ДЖИНОРИДЗЕ, Г. С. ГОЛИКОВА, Г. А. НАГАЕВА

МАТЕРИАЛЫ К ИЗУЧЕНИЮ ДИАТОМЕЙ В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ

Комплексное микропалеонтологическое изучение материалов глубоководного бурения 38 рейса б/с «Гломар Челленджер» (Норвежское море) позволило проследить смену видовых комплексов диатомей, фораминифер, радиолярий, спикул губок на протяжении почти всего кайнозоя [1, 5]. К сожалению, в этих материалах позднечетвертичные осадки были представлены неполными разрезами. С целью изучения диатомей из осадков позднего плейстоцена и голоцена Норвежского моря были исследованы керны восьми колонок, полученные И. М. Варенцовым в 15-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Курчатов» в 1973 г. Обработка проб и подсчет диатомей в 1 г сухого осадка выполнены по методике Института океанологии АН СССР [2]. Керны колонок исследованы через каждые 20 см. Местонахождение станций, длина колонок, глубина моря, количество исследованных проб приводятся в таблице. Количественное распределение диатомей в разрезах колонок показано на рис. 1.

Наиболее насыщенными диатомеями оказались осадки станции 1379. Колонка сложена фораминиферовыми илами с прослоями песка.

В вертикальном распределении диатомей наблюдается чередование обогащенных слоев (0—18, 130—177, 301—310 см) и немых (20—130, 177—301, 310—548 см) (рис. 2). Диатомовые комплексы выделены в

Характеристика станций

№ станции	Координаты		Глубина моря, м	Длина колонки, м	Количество изученных проб
	φ	λ			
1357	69°54'77"	8°32'57"	740	504	16
1358	69°59'67"	8°52'37"	1000	430	20
1361	68°46'00"	12°16'00"	1920	434	22
1363	69°01'73"	10°30'00"	2030	352	37
1368	68°32'42"	9°55'17"	2700	541	51
1383	63°83'30"	15°18'00"	836	616	20
1379	67°01'00"	9°42'20"	1556	548	29
1389	67°04'30"	9°46'60"	1380	225	10

четырех слоях: I — в интервале 0—18 см в иле с фораминиферами; II — в интервале 130—152 см в мелкозернистом песке; III — в интер-

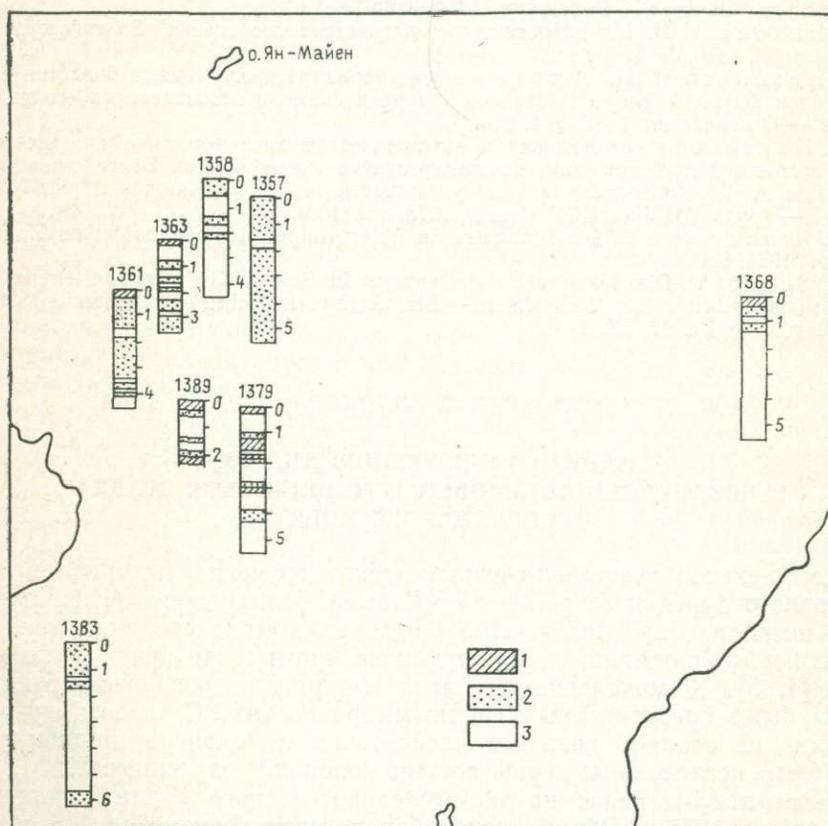


Рис. 1. Количественное распределение диатомей в колонках Норвежского моря.

1 — 0,5—11 млн створок в 1 г осадка; 2 — 0,5 млн створок и менее; 3 — диатомей отсутствуют.

вале 152—177 см и IV — на глубине 301—310 см в прослоях песка с фораминиферами.

I комплекс имеет океанический, преимущественно арктическо-бореальный характер. Доминантными видами являются океанические: арктическо-бореальный — *Thalassiotrix longissima* (25%), севернобореальный — *Rhizosolenia hebetata* f. *semispina* (17%), южнобореальный — *Thalassiosira oestrupii* (20%). Несколько в меньшем количестве встречаются арктическо-бореальные неритические формы: *Thalassiosira gravida* (5%), *Chaetoceros furcellatus* (8%). II комплекс состоит из неритических арктическо-бореальных диатомей, среди которых особенно обильны *Chaetoceros furcellatus* (24—66%), *Thalassiosira gravida* (21%), *Melosira arctica* (8—10%).

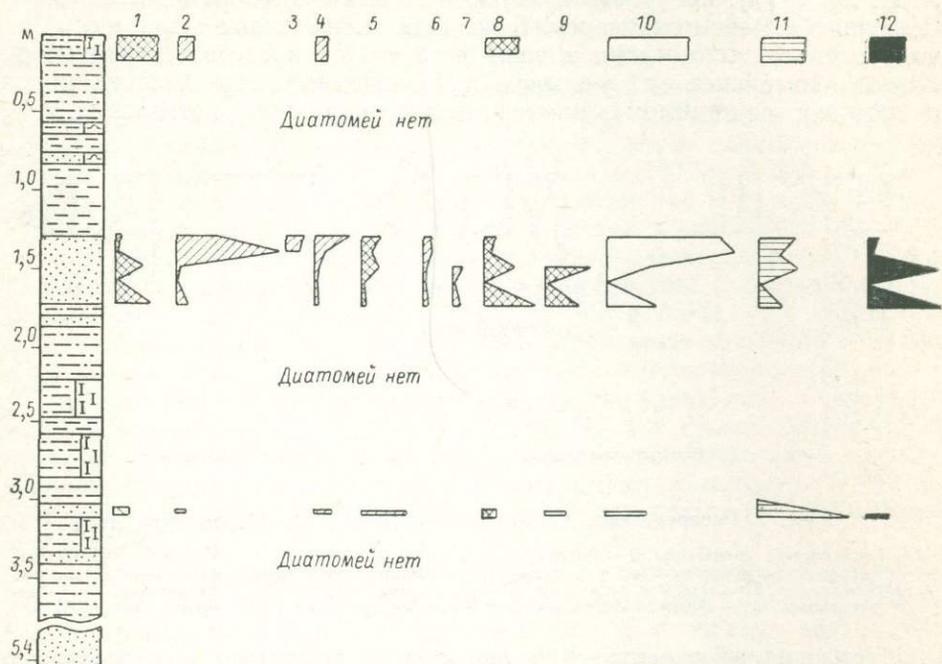


Рис. 2. Распределение диатомей в колонке 1379. Норвежское море.

1. *Thalassiotrix longissima*; 2 — *Chaetoceros furcellatus*, 3 — *Melosira arctica*; 4 — *Thalassiosira gravida*, 5 — *Th. excentrica*, *Rhizosolenia setigera*; 7 — *Stephanopyxis turris*; 8, 9 — *Thalassiosira oestrupii*. (1, 5, 7 — 9 — океанические, 2 — 4, 6 — неритические, 10 — арктическобореальные, 11 — севернобореальные, 12 — южнобореальные).

В III комплексе преобладают океанические южнобореальные диатомей с массовым участием *Thalassiosira oestrupii* (52%). Обилен также арктическо-бореальный вид *Thalassiotrix longissima* (22%). IV комплекс составляют в основном севернобореальные океанические виды с массовым видом *Thalassiosira excentrica* (30%). В заметных количествах встречается умеренно холодноводный вид *Coscinodiscus curvatulus*, холодноводные — *Thalassiosira kryophila* (10%), *Th. gravida* (12%), *Rhizosolenia setigera* (10%); а также умеренно тепловодные виды — *Thalassiosira oestrupii* (14%), *Actinocyclus divisus* (5%).

Следует отметить разницу в размерах *Thalassiosira oestrupii* в составе отдельных комплексов. В I и II комплексах размеры *Thalassiosira oestrupii* близки к нижнему пределу, указанному в диагнозе, 17—20 мкм [1]. Среди этих форм встречаются экземпляры переходные от *Thalassiosira oestrupii* к *Th. decipiens*. В III и IV комплексах наряду с мелкими имеются формы с диаметром до 37 мкм и плоскими створками. По размеру створок и количеству структурных элементов эти формы соответствуют *Thalassiosira oestrupii*, найденной в осадках

нижнего плейстоцена Норвежского моря. По обилию этого вида И. Шрадер выделяет в плейстоценовых осадках Норвежского моря зону *Thalassiosira oestrupii* [6].

Х. М. Саидова [4], исследовавшая фораминиферы из разреза колонки 1379, датирует осадки следующим образом: 0—185 см — голоцен, 185—260 см — поздний вюрм, 260—340 см — межстадиал. Полученные нами данные не противоречат такой датировке. Комплексы I, II и III относятся ко времени голоцена, а IV — к плейстоцену. В пользу плейстоценового возраста осадков, заключающих IV комплекс, говорит присутствие в нем *Actinocyclus divisus*, который, по данным А. П. Жузе [3], приурочен к осадкам последней межледниковой эпохи Охотского и Берингова морей. В осадках Норвежского моря, как отмечалось выше, *Actinocyclus divisus* встречается в составе севернорейального комплекса с участием холодноводных неритических видов, и отвечает, по-видимому, времени межстадиального потепления.

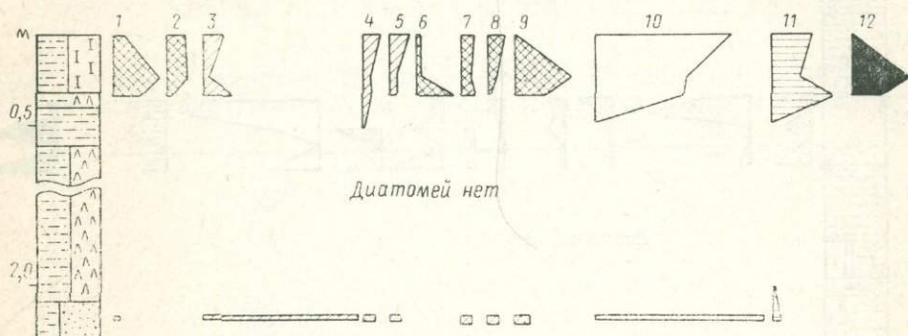


Рис. 3. Распределение диатомей в колонке 1389. Норвежское море.

1 — *Thalassiotrix longissima*, 2 — *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis*, 3 — *Chetoceros furcellatus*, 4 — *Thalassiosira gravida*, 5 — *Th. polychorda*, 6 — *Rhizosolenia styliiformis*, 7 — *Rh. hebetata* f. *semispina*, 8 — *Thalassiosira excentrica*, 9 — *Th. oestrupii* (1, 2, 6—9 — океанические, 3—5 — иеритические, 10 — арктическобореальные, 11 — севернорейальные, 12 — южнобореальные).

Тепловодный океанический характер III комплекса и соответствующий ему количественный максимум диатомей (5 млн. створок на 1 г) позволяют отнести этот комплекс ко времени послеледникового климатического оптимума. Резкая смена состава диатомей от умеренно тепловодного океанического к холодноводному неритическому при переходе от III ко II комплексу свидетельствует о значительном ухудшении климатических условий в период после климатического оптимума. Похолодание изменило, по-видимому, ледовую обстановку и дало толчок к расцвету неритического планктона, развивающегося во льдах и вблизи кромки льда. Состав диатомей I комплекса отражает особенности современного осадконакопления в Норвежском море, происходящего в условиях влияния теплых и холодных течений и близости арктической области. По характеру I комплекс является более тепловодным, чем II, и сходным с III комплексом времени климатического оптимума.

Полученные данные позволили проследить лишь отдельные моменты голоценовой и позднплейстоценовой истории диатомовой флоры Норвежского моря, которая нашла наиболее полное отражение в смене комплексов колонки 1379. В колонках 1368 и 1361 хорошо выражен только I комплекс, в разрезах колонок 1389 и 1363 удалось установить I и II комплексы, аналогичные описанным из колонки 1379. В разрезе колонки 1389 выделены: I — в интервале 0—37 см в иле с фораминиферами, II — на глубине 207—225 см в слое илистого песка (рис. 3).

В интервале 37—207 см диатомей отсутствуют. I (экологически смешанный) комплекс состоит из диатомей неритической и океанической природы. В слое 0—20 см преобладают неритические арктическо-бореальные виды: *Chaetoceros furcellatus* (12%), *Chaetoceros sp.* (17%), *Thalassiosira gravinga* (8%), *Thalassiosira polychorda* (11%), *Thalassiosira kryophila* (7%). В нижележащих слоях (20—31, 31—37 см) в доминантном комплексе встречены океанические виды: *Thalassiotrix longissima* (25%), *Rhizosolenia hebetata f. hiemalis* (11%) — арктическо-бореальной природы; и *Rhizosolenia styliiformis* (20%), *Thalassiosira oestrupii* (16—31%) — южнобореальные.

II комплекс слагают арктическо-бореальные неритические виды, среди которых абсолютное господство принадлежит *Chaetoceros furcellatus* (86%).

В колонке на ст. 1363 в большинстве проб диатомей не найдены, в слоях с глубины 90—110, 136—140, 157—180, 241—260 и 272—292 см встречены единичные обломки палеогеновых форм. Диатомовые комплексы, соответствующие I и II, найденным в 1379 и 1389 колонках, выделены: в интервале 0—16 см, в коричневом иле — I; и на глубине 229—241 см в прослое песка — II. В составе I комплекса преобладают океанические и неритические арктическо-бореальные диатомей: *Thalassiotrix longissima* (43%), *Rhizosolenia hebetata f. hiemalis* (13%), *Thalassiosira polychorda* (8%), *Thalassiosira gravinga* (6%), *Rhizosolenia setigera* (4%). Из числа южнобореальных диатомей обильно представлена только *Thalassiosira oestrupii*. Флористический состав II диатомового комплекса сильно обеднен по сравнению с аналогичными комплексами колонки 1379 и 1389. На 1 г сухого осадка здесь приходится всего 76 000 створок. Характерные для II комплекса арктическо-бореальные неритические формы имеют невысокую встречаемость: *Chaetoceros furcellatus*, *Ch. mitra*, *Thalassiosira kryophila*, *Porosira glacialis*.

В разрезе колонки ст. 1361 хорошо выражен только I комплекс в поверхностном слое (0—20 см) коричневатого ила с фораминиферами. Численность диатомей в пересчете на 1 г осадка невелика — 640 000 экземпляров. В двух пробах, исследованных из интервала 0—20 см, экологический состав диатомей несколько отличается. В пробе слоя 0—16 см ведущая роль принадлежит арктическо-бореальным океаническим видам: *Thalassiotrix longissima* и *Rhizosolenia hebetata f. hiemalis*. В нижнем слое 16—21 см комплекс имеет смешанный океаническо-неритический характер. Арктическо-бореальные диатомей составляют 44%, севернобореальные — 24% и южнобореальные — 32%. Высокое обилие отмечено как для холодноводных *Thalassiotrix longissima*, *Chaetoceros furcellatus*, так и для умеренно тепловодных форм — *Thalassiosira oestrupii* и *Coscinodiscus curvatulus*. В небольшом количестве отмечен субтропический вид *Roperia tessellata* (1%). В интервале 21—195 см встречены арктическо-бореальные неритические единичные (*Chaetoceros furcellatus*, *Thalassiosira polychorda*) и севернобореальные океанические диатомей (*Coscinodiscus marginatus*, *Thalassiosira excentrica*).

На глубине 195—324 см найдены только единичные створки палеогеновых форм: *Hemiaulus polymorphus*, *Triceratium caudatum*, *Liradiscus ellipticus*. Глинистые осадки в основании колонки (324—424 см) диатомей не содержат. Осадки этой колонки по данным фораминифероанализа датированы Х. М. Саидовой [4]: 0—140 см — голоцен, 140—280 см — верхний вюрм, 280—330 см — межстадиал. К сожалению, редкая встречаемость диатомей не позволяет сопоставить наши данные с результатами изучения фораминифер.

На ст. 1368 диатомовые водоросли находятся только в интервале 0—20 см от поверхности дна в серовато-коричневом иле с фораминиферами. Количество диатомей на 1 г осадка достигает 3 млн створок. Здесь установлен диатомовый комплекс смешанного экологического состава. Арктическо-бореальные составляют 45%, севернореальные—42%, южнореальные—28%. В доминирующем комплексе—океанические виды: *Thalassionema hitzschoides* (севернореальный), *Coscinodiscus radiatus* (южнореальный). В числе субдоминант отмечены также океанические умеренно тепловодные: *Coscinodiscus asteromphalus*, *Thalassiosira oestrupii*, *Rhizosolenia hebetata* f. *semispina*. По экологическому составу этот комплекс сходен с комплексом из слоя 16—21 см в колонке 1361. Однако в комплексе из колонки 1368 видовое разнообразие южнореальных диатомей значительно выше. Это объясняется местоположением станции 1368 в зоне влияния теплых вод Гольфстрима. Кроме океанических видов значительное участие здесь принимает сублиторальный вид *Melosira sulcata* (11%), образующий обычно массовые скопления на мелководьях. Появление *Melosira sulcata* в составе океанического комплекса является, по-видимому, следствием близости береговой линии.

В осадках колонки 1383, сложенной песками с фораминиферами, немые слои чередуются со слоями крайне бедными диатомеями (см. рис. 1). Количество створок на 1 г осадка в интервалах 0—118 и 590—595 см колеблется в пределах 1000—34 000 створок. Оценки обилия отдельных видов очень низкие. Встречаются в основном арктическо-севернореальные виды, неритические и сублиторальные: *Melosira arctica*, *M. sulcata*, *Thalassiosira gravida*. Единично отмечены также пресноводные (*Melosira granulata*, *Stephanodiscus astrea*, *St. dubius*) и переотложенные палеогеновые диатомеи (*Stephanopyxis grunowii*, *Trinacria* sp., *Aulacodiscus* sp.).

Колонка ст. 1357 сложена серыми и коричневыми илами с фораминиферами. Пробы из интервала 0—209 см практически не содержат диатомовых. Начиная с глубины 223 см и до конца колонки, в осадках присутствуют неогеновые и палеогеновые диатомеи. Численность их невелика—до 31 000 створок на 1 г осадка. Определено всего три вида диатомей (*Chaetoceros mitra*, *Chaetoceros* sp.—морские и пресноводный—*Hantzschia amphyoaxis*), которые встречаются в плейстоценовых и голоценовых осадках. Из группы палеогеновых видов чаще других отмечены: *Melosira sulcata*, var. *biseriata* et var. *crenulata*, *Stephanopyxis grunowii*, *St. lavrenkoi*, *St. broschii*, *Hemiaulus polymorphus*, *Coscinodiscus payeri*, *Coscinodiscus symbolophorus*. Встречаются также неогеновые виды: *Thalassiosira gravida* f. *fossilis*, *Th. indefinita*, *Cosmidiscus insignis*. Состав и распределение диатомей по разрезу этой колонки указывают на то, что осадки в интервале 229—504 см сформировались в период интенсивного размыва древних (палеоген-неогеновых) отложений.

В разрезе колонки самой северной станции 1358 (см. рис. 1) в интервале 0—216 см установлена очень низкая численность диатомей (500—3000 створок на 1 г осадка). Колонка сложена фораминиферовыми алевроито-глинистыми песками. Всего определено девять видов диатомей, которые представлены единичными экземплярами: *Thalassiotrix longissima*, *Thalassiosira gravida*, *Melosira arctica*, *Melosira sulcata*, *Chaetoceros holsaticus*, *Coscinodiscus radiatus*. В нижней части колонки на глубине 216—430 см диатомей отсутствуют.

Выводы. Прерывистость диатомовых спектров в исследованных колонках позволила проследить особенности состава диатомовых комплексов и сделать выводы об условиях осадконакопления в Норвеж-

ском море только для отдельных временных отрезков верхнего плейстоцена и голоцена: межстадиала, времени климатического оптимума и поверхностного слоя осадков.

В большинстве колонок хорошо выражен комплекс диатомей поверхностного слоя осадков, отражающий современные условия осадко-накопления (станции 1379, 1389, 1361, 1368). В осадках остальных колонок плейстоценовые и голоценовые диатомей немногочисленны (1383, 1358, 1357), что может быть связано со значительным присутствием фораминифер, создающих высокую карбонатность, в условиях которой диатомей плохо сохраняются.

В колонках 1361, 1383 и 1357 определенные слои содержат палеогеновые и неогеновые диатомей, свидетельствующие о формировании осадков в зоне размыва древних отложений.

УКАЗАТЕЛЬ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Джиноридзе Р. Н., Жузе А. П., Стрельникова Н. И. Этапы развития диатомовых и кремневых жгутиковых водорослей в Норвежско-Гренландском бассейне. — В кн.: История микропланктона Норвежского моря. Л., 1979.

2. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Л., 1974.

3. Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М., 1962.

4. Саидова Х. М. Стратиграфия четвертичных и верхнечетвертичных осадков и палеогеография Исландской котловины по бентосным фораминиферам. — Тезисы докл. I съезда советских океанологов. Геология. М., 1977, вып. 1.

5. Diatom and radiolarian cenozoic stratigraphy, Norwegian basin; DSDP Leg 38. — In: Talwani M., Udintsev G. e. a. Initial reports of the Deep sea Drilling Project, vol. 38, part. 2, Washington, 1979, (authors: Dzinoridze R. N., Jouse A. P., Koroleva-Golikova G. S., Nagaeva G. A., Petrushevskaya M. G., Strelnikova N. I.).

6. Schrader H. I., Fenner I. Norwegian sea cenozoic diatom biostratigraphy and taxonomy. — In: Talwani M., e. a. Initial reports of the Deep sea Drilling Project, vol. 38, Washington, 1976.

СОДЕРЖАНИЕ

Некоторые проблемы изучения плейстоцена и голоцена	5
Континентальный плейстоцен и голоцен	16
<i>Заррина Е. П., Краснов И. И., Скоморохов А. И., Спиридонова Е. А.</i> (ВСЕГЕИ, ЛГУ). Стратиграфия и палинология лёссовидных пород центра Среднерусской возвышенности	—
<i>Спиридонова Е. А., Арсланов Х. А., Малаховский Д. Б., Величkevич Ф. Ю., Денисенков В. П., Латышева Н. М., Лядов В. В.</i> (ЛГУ, ИГГ АН Бел. ССР). Разрез плейстоценовых отложений у пос. Селижарово (Верхняя Волга)	32
<i>Минина Е. А., Борисов Б. А., Калугина Л. В., Малаховский Д. Б.</i> (ВСЕГЕИ, ЛГУ). Стратиграфия плейстоценовых отложений района акджарского разреза (Восточный Памир)	45
<i>Гелета И. Ф., Спиридонова Е. А.</i> (ИГ СО АН СССР, ЛГУ). Опыт восстановления климата голоцена по данным палинологии методами многомерного статистического анализа	52
<i>Серебрянный Л. Р., Малясова Е. С.</i> (ИГ АН СССР, ЛГУ). Палинология и палеогеография голоцена высокогорья Центрального Кавказа	70
<i>Балабанов И. П., Гей Н. А.</i> (2 ГГУ Мингео СССР, ЛГУ). История развития Пицундской лагуны в среднем и верхнем голоцене	78
<i>Максимов Е. В., Клейменова Г. И., Козырева М. Г., Свистунов Е. Е.</i> (ЛГУ). Палеогеографические проблемы голоцена центральной части Киргизского Алатау	87
Морской плейстоцен и голоцен	98
<i>Малясова Е. С.</i> (ЛГУ). Значение спорово-пыльцевого анализа в изучении донных осадков Баренцева моря	—
<i>Мануйлов С. Ф., Рыбалко А. Е., Спиридонов М. А., Джиноридзе Р. Н., Калугина Л. В., Кириенко Е. А., Спиридонова Е. А.</i> (ВСЕГЕИ, ЛГУ). Стратотип позднплейстоценовых и голоценовых отложений Соловецкого шельфа Белого моря	116
<i>Клейменова Г. И., Хомутова В. И.</i> (ЛГУ, Ин-т озероведения АН СССР). Палинологический анализ донных осадков Балтийского моря	134
<i>Вишневская Е. М., Джиноридзе Р. Н., Мельничук А. С.</i> (ЛГУ, Калининградский ун-т). Комплексы диатомей в поверхностном слое донных осадков Балтийского моря	149
<i>Джиноридзе Р. Н., Голикова Г. С., Нагаева Г. А.</i> (ЛГУ, ИО АН СССР). Материалы к изучению диатомей в позднплейстоценовых и голоценовых осадках Норвежского моря	159

Стратиграфия и палинология лёссовидных пород центра Среднерусской возвышенности / Зарина Е. П., Краснов И. И., Скоморохов А. И., Спиридонова Е. А. — В кн.: Палинология плейстоцена и голоцена. Л., 1981, с. 13—32. Ил. — 4, библиогр.—17 назв.

Лёссовидные отложения центра Средне-Русской возвышенности имеют сложное стратиграфическое строение и мощность до 30 м., но до последнего времени картировались как единая покровная толща. Результаты изучения нескольких представительных разрезов в бассейне р. Сейм у г. Курска показывают, что слои лёссовидных пород и разделяющие их комплексы погребенных почв и гумусированных прослоев могут быть стратифицированы до горизонтов. На основании палинологического анализа и радиоуглеродного датирования удалось выделить валдайский комплекс отложений, среднеплейстоценовые осадки. Среди последних верхний сложно построенный комплекс гумусированных прослоев отнесен к одинцовскому горизонту, покрывающие и подстилающие их лёссовидные суглинки соответственно к московскому и днепровскому горизонтам, а нижний почвенный комплекс — к лихвинскому горизонту среднего плейстоцена.

УДК 911.2+551.8

Разрез плейстоценовых отложений у пос. Селижарово (Верхняя Волга) / Спиридонова Е. А., Арсланов Х. А., Малаховский Д. Б., Величкович Ф. Ю., Денисенков В. П., Латышева Н. М., Лядов В. В. — В кн.: Палинология плейстоцена и голоцена. Л., 1981, с. 32—45. Ил. — 2, библиогр. — 13 назв.

Разрез на р. Сижине, находящийся в 4 км к северу от пос. Селижарово, изучается в течение последних 20 лет. В результате проведения работ помимо известных ранее микулинских отложений были обнаружены и тщательно изучены палеоботаническими методами среднеплейстоценовые, а также ранне-средневалдайские и голоценовые образования. Возраст валдайских и голоценовых осадков подтвержден данными радиоуглеродного анализа.

УДК 551.79(575)

Стратиграфия плейстоценовых отложений района акджарского разреза (Восточный Памир) / Минина Е. А., Борисов Б. А., Калугина Л. В., Малаховский Д. Б. — В кн.: Палинология плейстоцена и голоцена. Л., 1981, с. 45—52. Ил. — 4, библиогр.—12 назв.

Авторами был изучен опорный разрез Восточного Памира у пос. Акджар, в котором между двумя моренами залегают толща озерно-аллювиальных отложений, датированная по данным палинологического анализа первым верхнеплейстоценовым (акджарским) межледниковьем. Мергели с фауной моллюсков, прилегающие к толще осадков акджарского разреза, по-видимому, соответствуют времени начала второго верхнеплейстоценового (аличурского) межледниковья.

УДК 911.2+551.8

Опыт восстановления климата голоцена по данным палинологии методами многомерного статистического анализа / Гелета И. Ф., Спиридонова Е. А. — В кн.: Палинология плейстоцена и голоцена. Л., 1981, с. 52—70. Ил. — 3, табл.—5, библиогр.—23 назв.

Спорово-пыльцевые спектры донных осадков озер являются уникальным и объективным источником информации о растительности и климате прошлого. На примере палинологического изучения 106 поверхностных проб по 50 озерам Северо-Запада европейской части СССР и послонного опробования озерных отложений голоцена по 10 разрезам была предпринята попытка реконструкции климата голоцена при помощи многомерного статистического анализа. Исследования показали, что наибольшие амплитуды изменения климата приурочены к переходу от одного периода голоцена к другому, тогда как в середине каждого этапа наблюдается постоянство климатических переменных.

УДК 551.481.1 : 551.312.4

Палинология и палеогеография голоцена высокогорья Центрального Кавказа / Се-ребрянный Л. Р., Малясова Е. С. — В кн.: Палинология плейстоцена и голоцена. Л., 1981, с. 70—78. Ил. — 2, библиогр. — 8 назв.

Методом спорово-пыльцевого анализа изучались озерно-болотные осадки, впервые обнаруженные в высокогорной зоне Центрального Кавказа. Выделены четыре этапа изменений климата и растительности, определен их возраст. Выявлена амплитуда изменений границ растительных поясов в голоцене.

УДК 551.35(262.5)

История развития Пицундской лагуны в среднем и верхнем голоцене / Балабанов И. П., Гей Н. А. — В кн.: Палинология плейстоцена и голоцена. Л., 1981, с. 78—87. Ил. — 4, библиогр.—10 назв.

В результате изучения лагунных отложений методами литолого-фациального анализа, палинологического, макрофаунистического, радиоуглеродного, дендрохронологического и археологического в истории развития пицундской лагуны удалось выделить шесть основных этапов. Оказалось, что формирование лагуны началось 5—6 тыс.

лет назад, тогда как полная ее изоляция от открытого моря произошла в раннем средневековье (около 1,4 тыс. лет назад). Это вызвало полное опреснение водоема и последующее заболачивание.

УДК 551.24 : 551.78/79

Палеогеографические проблемы голоцена центральной части Киргизского Алатау / Максимов Е. В., Клейменова Г. И., Козырева М. Г., Свистунов Е. Е. — В кн.: Палинология плейстоцена и голоцена. Л., 1981, с. 87—97. Ил. — 3, библиогр. — 9 назв.

Установлено, что ледник из долины р. Кутургану поворачивал по ныне мертвому трогу в сторону долины р. Аtdжайлау. Здесь он оставил две конечные морены. Абсолютный возраст их определяется интервалом времени между 6000 и 8000 лет назад. Морфологическими исследованиями показано, что названные морены относятся к III и IV стадиям оледенения. Палинологическим путем удалось подтвердить реальность стадий оледенения верхней половины голоцена — V, VI и VII. Незакономерные высотные характеристики конечных морен II, III, IV и VII стадий интерпретируются как результат значительных по своему масштабу глыбовых движений, происходивших во второй половине голоцена.

УДК 551.581.796.807

Значение спорово-пыльцевого анализа в изучении донных осадков Баренцева моря / Малясова Е. С. — В кн.: Палинология плейстоцена и голоцена. Л., 1981, с. 98—116. Ил. — 5, табл. — 5, библиогр. — 19 назв.

Рассматриваются особенности формирования спорово-пыльцевых спектров в поверхностном слое Баренцева моря. Установлено, что спектры формируются за счет воздушного заноса пыльцы и спор из лесной, лесотундровой и тундровой зон. Количественное распределение пыльцы по дну бассейна определяется расстоянием от берега и своеобразием гидродинамического режима. С учетом значительного осереднения состава спектров уверенное стратиграфическое расчленение донных осадков Баренцева моря по результатам спорово-пыльцевого анализа можно производить только в прибрежной зоне.

УДК 551.35+551.791(268.42)

Стратотип позднелейстоценовых и голоценовых отложений Соловецкого шельфа Белого моря / Мануйлов С. Ф., Рыбалко А. Е., Спиридонов М. А., Джиноридзе Р. Н., Калугина Л. В., Кириенко Е. А., Спиридонова Е. А. — В кн.: Палинология плейстоцена и голоцена. Л., 1981, с. 116—134. Ил. — 3, библиогр. — 17 назв.

На дне Белого моря в пределах Соловецкого шельфа позднелейстоценовые и голоценовые отложения развиты в виде сплошного покрова различной мощности, часто превышающей несколько десятков метров. Они составляют вполне определенную стратиграфическую последовательность, отражающую характер седиментации в ледниковый, позднеледниковый и послеледниковый периоды, что подтверждается целым комплексом литологических и палеонтологических исследований.

УДК 561(261.3)

Палинологический анализ донных осадков Балтийского моря / Клейменова Г. И., Хомутова В. И. — В кн.: Палинология плейстоцена и голоцена. Л., 1981, с. 134—149. Ил. — 7, библиогр. — 19 назв.

Обобщены многолетние данные палинологического анализа морских осадков Балтики. Изменение состава найденных микрофоссилий по разрезу позднеледниковья позволило разработать стратиграфию донных отложений как для прибрежных, так и для глубоководных районов бассейна. Важным выводом всех палинологических работ является то, что спорово-пыльцевой анализ как основной био-стратиграфический метод может быть использован для корреляции с континентальными.

УДК 561.26(268.42)

Комплексы диатомей в поверхностном слое донных осадков Балтийского моря / Вишневская Е. М., Джиноридзе Р. Н., Мельничук А. С. — В кн.: Палинология плейстоцена и голоцена. Л., 1981, с. 149—159. Ил. — 3, табл. — 1, библиогр. — 12 назв.

Рассматриваются результаты диатомового анализа проб из донных осадков Балтийского моря. Установлены эколого-географические комплексы диатомей и прослежено их пространственное распределение по поверхности дна моря.

УДК 561.26(268.42)

Материалы к изучению диатомей в позднелейстоценовых и голоценовых осадках Норвежского моря / Джиноридзе Р. Н., Голикова Г. С., Нагаева Г. А. — В кн.: Палинология плейстоцена и голоцена. Л., 1981, с. 159—165. Ил. — 3, табл. — 1, библиогр. — 6 назв.

По результатам изучения диатомей в кернах восьми колонок из Норвежского моря установлены комплексы диатомей для поверхностного слоя осадков, времени климатического оптимума и межстадиала.

2 р. 10 к.

2

3640

ПАЛИНОЛОГИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА. МЕЖВУЗ. СБ., 1981, 1—168.

ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА