

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМЕНИ М. В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

МЕТОДЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

*Под редакцией
доктора географических наук, профессора П. А. Каплина
доктора географических наук Т. А. Яниной*

МОСКВА 2010

УДК 551.8; 551.7

ББК 26.82

М54

Рецензенты: д-р геогр. наук, профессор С. И. Болысов
д-р геогр. наук, профессор Д. А. Тимофеев

*Печатается по постановлению
Ученого совета географического факультета
Московского государственного университета
имени М. В. Ломоносова*

ISBN 978-5-89575-179-4

Методы палеогеографических реконструкций: Методическое пособие / Коллектив авторов: Блюм Н.С., Болиховская Н.С., Большаков В.А., Глушанкова Н.И., Каплин П.А., Ключевиткина Т.С., Маркова А.К., Николаев С.Д., Новичкова Е.А., Полякова Е.И., Поротов А.В., Свиточ А.А., Судакова Н.Г., Талденкова Е.Е., Фаустов С.С., Янина Т.А. / Под редакцией П.А. Каплина, Т.А. Яниной. – М.: Географический факультет МГУ, 2010 – 430 с.

Освещены методы палеогеографических реконструкций событий плейстоцена и голоцена: раскрыта их суть, показаны возможности и особенности применения, приведены примеры реконструкций. Руководящий методический принцип палеогеографических исследований – сопряженный комплексный анализ природных пространственно-временных закономерностей на основе системного подхода, использующий рациональный набор методов и сопряженное истолкование их результатов. Показаны палеогеографические корреляции, выполненные на основе сопряженного анализа новейших отложений и событий плейстоцена. Предназначено для студентов и аспирантов географических и геологических факультетов ВУЗов, а также лиц, интересующихся историей развития природы Земли.

УДК 551.8;551.7

ББК 26.82

ISBN 978-5-89575-179-4

© Коллектив авторов
© Географический факультет МГУ, 2010

ВВЕДЕНИЕ

Главная задача палеогеографии – пространственно-временное изучение строения, состава, структуры и закономерностей развития древней географической оболочки Земли. Согласно основателю палеогеографической школы Московского университета академику К.К. Маркову, девиз палеогеографии «от настоящего к прошлому, от прошлого к настоящему и будущему» означает познание прошлого посредством настоящего, а настоящего и будущего посредством прошлого. Особенности палеогеографии заключаются в следующем: 1) реконструируется комплекс природных условий прошлого; 2) природа прошлого изучается не как самоцель, а ради объяснения особенностей современности; 3) география больше всего заинтересована в изучении недавнего геологического прошлого («предсовременности») – плейстоцена и голоцена.

В настоящее время университетская школа палеогеографии активно развивается в созданной в 1968 г. по инициативе К.К. Маркова на географическом факультете МГУ лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена. Её основная научная деятельность – это реконструкция эволюции природы континентов и океанов в последнем геологическом периоде, установление закономерностей природного процесса и долгосрочное прогнозирование. В лаборатории активно развиваются методы палеогеографических реконструкций, возглавляемые ведущими специалистами нашей страны. Руководящим методическим принципом исследований является сопряженный комплексный анализ природных пространственно-временных закономерностей на основе системного подхода.

Палеогеографический анализ природных условий плейстоцена значительно отличается от такового для более отдаленных геологических эпох. Это объясняется не только тем, что плейстоцен самый короткий и ближний к современности геологический период, но и тем, что в плейстоцене произошли крупнейшие, геологически очень быстрые, изменения всех компонентов природы: рельефа, осадконакопления, климата, оледенения, флоры, фауны и становление человека. Общими причинами этих изменений, по К.К. Маркову, были тектонически и солнечно обусловленные преобразования поверхности Земли. Главной чертой рассматриваемого периода было повсеместное похолодание климата, происходившее в сто раз скорее, чем в плиоцене, одновременно с которым разнонаправлено изменялась увлажненность. Для плейстоцена К.К. Марковым установлены основные закономерности: (1) направленное изменение развития всего природного комплекса; (2) ритмичность изменений природы, происходившая на фоне ее направленного развития; (3) метасинхронное развитие природы.

Палеогеографические реконструкции плейстоцена проводятся на основе изучения материальных свидетельств, позволяющих установить те или иные природные условия прошлых эпох. Прежде всего, это рельеф и слагающие его новейшие отложения со всеми включениями. Осадки – важнейший источник информации о географии прошлого. В вещественном составе отложений запечатлеваются одновременно признаки, унаследованные от про-

шлых этапов осадконакопления, свойства, связанные с генетической неоднородностью отложений, изменения среды, особенности географической неоднородности условий во времени и пространстве. Остатки фауны и флоры, содержащиеся в отложениях, свидетельствуют о растительном и животном мире прошлого, климате, возрасте отложений, а следовательно, ландшафтах того времени, в котором они формировались.

Особенности и свойства отложений позволяют выяснить зависимость их признаков от физико-географической обстановки накопления. В этом смысле важнейшим объектом изучения должна быть фация осадка. Здесь в наиболее целостном виде сохраняются признаки природных условий осадконакопления отдельных этапов плейстоцена на данной территории. Подобно тому, как фация современного ландшафта представляется элементарной единицей физико-географического комплекса, так осадочная фация может служить элементарной «ячейкой памяти» Земли о прошлом. Однако в осадочных фациях сохраняются не все признаки ландшафтной обстановки прошлого. Некоторые компоненты природы в ископаемом состоянии не оставляют следов, поэтому при палеогеографических реконструкциях необходимо внимательно исследовать все свойства и признаки фаций как неполного слепка с ландшафта прошлого и пытаться косвенно восстановить все утраченные элементы, незаполненные «ячейки памяти». В связи с этим возникает, согласно К.К. Маркову, необходимость сбора сравнимых данных разного рода по определенной системе – сопряженный метод палеогеографических реконструкций.

В сопряженном методе отсутствуют анализы или приемы – фавориты, каждый из них имеет свои сильные и слабые стороны. Поэтому необходимо применять различные методы в их сочетании в зависимости от особенностей исследуемого объекта. Сопряженный метод открывает путь к разностороннему и более полному пониманию географической обстановки исследуемого отрезка времени. При нем используется не только рациональный набор методов, но и сопряженное истолкование их результатов; конкретные методы в комплексе дают не только арифметическую сумму знаний, но и контролируют результаты друг друга.

Для палеогеографических реконструкций используются различные аналитические методы. Комплексный литологический анализ нацелен на установление закономерностей формирования свойств и состава литогенной основы опорных разрезов плейстоцена, которая служит важнейшим источником информации о природной обстановке прошлого. Вещественный состав отложений, являясь объектом самостоятельного исследования, имеет собственные приоритеты при решении палеогеографических задач, например, реконструкции источников сноса терригенного материала, воссоздание направления и путей потоков вещества, режима и динамики фациально-генетической обстановки осадконакопления и условий последующей трансформации вещества. Весом вклад литологического анализа в область диагностики и корреляции разновозрастных и разногенетических комплексов отложений, в реконструкцию структуры и динамики ледниковых покровов, в расшифровку условий формирования и происхождения лёссовых пород, в установление возрастных изменений состава аллювия террас. От грамотного литологического изучения разреза отложений в значительной мере зависит достовер-

ность интерпретации данных других методов палеогеографических реконструкций.

В системе методов палеогеографических реконструкций древних ландшафтов важное место занимает палеопедологический метод исследования, концептуальной базой которого являются докучаевские концепции: субстантивно-генетическая концепция почвы и почвенного покрова, концепция факторов почвообразования, концепция почвенной зональности. Особая роль палеопочв – ярких палеогеографических явлений плейстоцена – в правильном толковании развития и динамики природной среды объясняется способностью их к «зеркальному» отражению факторов географической среды в его современном динамическом понимании, способностью накапливать и хранить информацию о продолжительных отрезках существования, развития и эволюции природной среды.

Палинологический метод представляет собой совокупность приемов и сведений из разных областей ботаники, географии, геологии и, отчасти, математики, используемых для определения генезиса и геологического возраста осадочных пород, их детального стратиграфического расчленения, реконструкции ландшафтно-климатических условий эпох образования исследуемых толщ, а также для внутрирегиональных и дальних корреляций восстановленных палеогеографических событий. Он относится к числу ведущих методов реконструкции наземной растительности позднего кайнозоя. Объекты его изучения – цветочная пыльца семенных растений и споры высших споровых растений (мхов, папоротников, плаунов и хвощей). Пыльца и споры высших растений присутствуют в осадках разного возраста и всех литолого-генетических фаций; ископаемые спорово-пыльцевые спектры из отложений позднекайнозойских разрезов являются отражением палеорастительности окружающей территории, а изменения их состава снизу вверх по разрезу – полная запись климато-фитоценологических и флористических смен на протяжении изучаемого отрезка геологической истории.

Диатомовый метод, основанный на изучении современных водорослей, их морфологии, таксономического состава флор, экологических факторов обитания, географического распространения видов и т.д., и ископаемых остатков диатомовых водорослей, позволяет реконструировать экологические и фациально-генетические условия осадконакопления (температурный режим водоемов, соленость вод, степень эвтрофирования и т.д.); позволяет решать широкий круг биостратиграфических, палеогеографических и палеоклиматических проблем. Клетки диатомей, покрытые кремневой оболочкой – панцирем, по форме и сложной системе структурных элементов которого строятся современные классификационные системы, при благоприятных условиях хорошо сохраняются в ископаемом состоянии, что определяет роль диатомей как одной из важнейших палеонтологических групп при палеогеографических реконструкциях.

В практике реконструкций палеогеологических обстановок и биостратиграфических исследований в морях все большее значение приобретает изучение водных палиноморф, которые включают в себя цисты морских видов динофлагеллат и пресноводные зеленые водоросли, а также акритархи и другие органические остатки водных микроорганизмов, которые обладают оболочками, близкими по составу к оболочкам пыльцы и спор и могут быть

определены в палинологических препаратах.

Малакофаунистический анализ является одним из наиболее активно используемых приемов реконструкции и корреляции палеогеографических событий. Объекты его изучения – раковины моллюсков – являются информативной палеонтологической группой, присутствующей в отложениях почти всех литолого-генетических типов. Особенно многочисленны они в морских образованиях, широко развитых по периферии материков, и в осадках внутриконтинентальных водоемов. Моллюски – один из самых богатых видами типов, представители которого благодаря своей известковой раковине хорошо сохранились в ископаемом состоянии. Малакофауны морские, солоноватоводные, пресноводные и наземные в их использовании для палеогеографических реконструкций имеют различия. Определяется это их биологическими особенностями, разными темпами их эволюционного развития и различной реакцией на изменения экологической обстановки.

Микрофауна морей и океанов дает богатый материал для палеогеографических реконструкций и как материал для разного рода химических и физических анализов (определение абсолютного возраста разными методами, изотопного состава карбоната раковин, Mg/Ca и Sr/Ca и т.д.), и, главное, как индикатор условий палеосреды и изменений природных событий прошлого. Последнее связано с широким стратиграфическим и географическим распространением организмов микрофауны и обилием и большой частотой встречаемости микроостатков в донных отложениях. Для палеогеографических реконструкций используются микроорганизмы с твердыми скелетными образованиями – фораминиферы, радиолярии, остракоды, птероподы и гетероподы.

Изучение видового состава, распространения, разнообразия и экологической приуроченности ископаемых мелких млекопитающих позволяет установить палеогеографические события и их ранг; определить их геологический возраст; определить структурные особенности межледниковых и перигляциальных фаун мелких млекопитающих разного возраста и выявить два основных типа сообществ: зональные сообщества мелких млекопитающих межледниковий и специфичные перигляциальные комплексы ледниковых эпох. Это свидетельствует о высокой информативности данных по ископаемым мелким млекопитающим при проведении палеогеографических и палеозоологических реконструкций, а также для определения возраста природно-климатических событий плейстоцена.

В палеогеографии широко применяются методы геохимии стабильных изотопов. Используются вариации изотопов целого ряда элементов – водорода, углерода, кислорода, серы и др. Наиболее распространенным является изотопно-кислородный метод. Это связано с самой широкой распространенностью этого элемента на Земле и с подверженностью изотопов кислорода сильному фракционированию в условиях земной поверхности, что делает изотопный состав кислорода удобной меткой различных гипергенных процессов и условий их протекания. При этом изотопно-кислородный метод, с одной стороны, может выступать как локальный метод корреляции океанских, морских и континентальных событий, с другой – как проникающий, если рассматривать например, систему открытый океан-шельф или открытый океан- моря средиземноморского типа. Он может быть и сквозным, если его результаты использовать для диагностики палеоклиматических событий.

Магнетизм горных пород является составной частью отдельной научной отрасли геофизики – земного магнетизма, изучающего современное (стационарное и переменное) геомагнитное поле, его происхождение и его вариации, а также магнитное поле Земли в геологическом (палеомагнетизм) и историческом (археомагнетизм) прошлом. Можно выделить три наиболее важные области изучения магнетизма горных пород, которые включают в себя теоретические и экспериментальные исследования: а) магнитных минералов горных пород (их химического состава, доменного состояния, температурных изменений и т.д.); б) формирования и сохранности намагниченности в горных породах при воздействии температуры, времени, химических изменений и других факторов; в) решения обратной задачи – по магнитным характеристикам определить условия формирования намагниченности в породе, и, следовательно, условия формирования самой породы. Области изучения а) и б) особенно важны для обоснования палеомагнитных заключений, фактически составляя физическую основу палеомагнетизма. Третья область, в), дала начало новому научному направлению – магнетизму окружающей среды (*environmental magnetism*). Предметом изучения этого направления является исследование влияния окружающей среды на магнитные минералы в процессе их формирования, переноса, отложения и дальнейших изменений в атмосфере, литосфере и гидросфере с тем, чтобы в дальнейшем по магнитным характеристикам определить условия образования соответствующих отложений. Палеомагнитный метод позволяет выделять изохронные уровни, определять временные срезы, наиболее удобные для дальней и глобальной корреляции палеогеографических событий.

Методы абсолютного датирования являются одним из основных приемов сравнительного анализа разнообразных природных явлений. Изучение природы последней геологической эпохи разными методами физико-химического анализа позволяет четко определить хронологические рубежи палеогеографических событий, их временную диагностику и выполнить достоверные корреляции независимо от расстояния между объектами сравнительного анализа. В настоящее время существует целый ряд методов абсолютной хронометрии, охватывающих весь временной интервал плейстоценовой истории Земли. Их можно объединить в две большие группы. К первой относятся методы, основанные на непосредственной оценке соотношения материнских и дочерних продуктов радиоактивного распада: иониевый, иониево-ториевый, протактиниево-иониевый, радиоуглеродный, калий-аргоновый, радиосвинцовый методы. Ко второй – методы, использующие опосредованные результаты радиоактивного распада или вообще с ним не связанные и основанные на иных принципах: термолюминесцентный, метод оптически стимулированной люминесценции, электронного парамагнитного резонанса, трековый; биохимический аминокислотный метод датирования. Астрохронологический метод датирования отложений и событий основан на выделении в геологических последовательностях астрономически обусловленных временных периодичностей.

Палеогеоморфологический метод – один из основных при изучении палеогеографического развития морских и океанических побережий в плейстоцене. Основным объектом его изучения являются современные и древние береговые линии – комплексы форм рельефа и слагающих их отложений, фиксированные в геологической летописи.

сирующие положение уровня моря в прошлом. Особый интерес представляют древние береговые аккумулятивные террасы, представляющие собой реликтовые аккумулятивные образования, состоящие из серии береговых валов и содержащие остатки морской фауны. Применение палеогеоморфологического метода позволяет реконструировать изменения уровня моря, оценить направленность и интенсивность тектонических движений, проследить эволюцию аккумулятивных форм под влиянием изменений уровня морей и океанов и решить ряд других задач.

Задача настоящего методического пособия – раскрыть суть каждого из перечисленных методов и показать возможности их применения при палеогеографических реконструкциях. Книга является дополненным и переработанным изданием вышедшей более десяти лет назад монографии «Методы диагностики и корреляции палеогеографических событий» (1999).

Ее авторами являются ведущие специалисты в области исследования палеогеографии плейстоцена и голоцена, научные сотрудники НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова: доктора географических наук Н.С. Болиховская (палинологический метод), Н.И. Глушанкова (палеопедологический метод), П.А. Каплин (палеогеоморфологический метод), С.Д. Николаев (изотопные методы, методы абсолютной геохронологии), Е.И. Полякова (палеоальгологический метод), А.А. Свиточ (малакофаунистический метод, методы абсолютной геохронологии, сопряженный метод, корреляция палеогеографических событий), Н.Г. Судакова (комплексный литологический анализ), Т.А. Янина (малакофаунистический метод); доктор физико-математических наук В.А. Большаков (магнитный и астрохронологический методы); кандидаты географических наук Н.С. Блюм[†] (анализ морской микрофауны), Т.С. Ключевиткина и Е.А. Новичкова (анализ водных палиноморф), Е.Е. Талденкова (малакофаунистический метод и анализ морской микрофауны), С.С. Фаустов (палеомагнитный метод); А.В. Поротов (палеогеоморфологический метод); ведущий научный сотрудник Института географии РАН доктор географических наук А.К. Маркова (микротериологический метод). Редакторская работа выполнена П.А. Каплиным и Т.А. Яниной. Оригинал-макет подготовлен В.М. Соболевым.

Методическое пособие рассчитано на студентов и аспирантов географических и геологических факультетов ВУЗов, а также на всех лиц, интересующихся историей развития природы Земли.

1. КОМПЛЕКСНЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

1.1. Комплексный литологический анализ в системе сопряженного палеогеографического метода

Комплексный литологический анализ признан одним из основополагающих методов познания древних природных явлений. Он нацелен на установление закономерностей формирования свойств и состава литогенной основы опорных разрезов плейстоцена, которая служит важнейшим, а порой единственным, источником информации о природной обстановке прошлого. Вещественный состав отложений, являясь объектом самостоятельного исследования, имеет собственные приоритеты при решении актуальных палеогеографических и стратиграфических задач, например, присущую только ему способность к реконструкциям источников сноса терригенного материала, к воссозданию направления и путей потоков вещества, режима и динамики фациально-генетической обстановки осадконакопления и условий последующей трансформации вещества. Весом вклад литологического анализа в область диагностики и корреляции разновозрастных и разнотипических комплексов отложений, в реконструкцию структуры и динамики ледниковых покровов, в расшифровку условий формирования и происхождения лёссовых пород, в установление возрастных изменений состава аллювия террас.

В результате рационализации комплексного литологического анализа применительно к конкретным задачам исследования литосистем предлагается методическая программа палеогеографических реконструкций и корреляционно-стратиграфических построений на основе разработанной палеогеографической концепции литогенеза. В качестве наиболее адекватного методического решения целесообразно принять руководящий палеогеографический системный подход. Показаны возможности и приоритеты комплексного литологического анализа в системе палеогеографического сопряженного метода. Внедрение новых идей, концептуальных положений и методических рекомендаций потребует обновления и усовершенствования учебных программ.

Актуальность такой постановки вопроса определяется потребностями практики палеогеографических реконструкций, заинтересованной в дополнительном привлечении ценной информации об обстановке осадконакопления, извлекаемой с помощью широкого спектра литологических методик изучения строения и состава новейших отложений – главного объекта реконструкций. Литогенная основа – базовое понятие, входящее в систему природного комплекса. В этой связи комплексный литологический анализ обладает явными преимуществами при расшифровке фациально-генетической обстановки, при выявлении источников сноса и путей транзита твердого стока, при установлении диагностических и корреляционных признаков вещественного состава в разновозрастных горизонтах.

Оценка современного состояния изученности теоретических, методологических и методических аспектов проблемы литогенеза с очевидностью свидетельствует о необходимости привлечения новых более прогрессивных разработок и дальнейшего совершенствования методического аппарата – в первую очередь внедрения основополагающего *системного подхода* на всех

этапах исследования. Системный палеогеографический анализ открывает определенные перспективы и дополнительные возможности исследования сложного палеогеографического объекта, развивающегося во времени и пространстве. Несмотря на фундаментальные работы в области теории и рационализации методики, литология, как и прежде, нуждается в теоретических обобщениях, в моделировании различных генетических типов отложений, в выявлении пространственных и временных закономерностей формирования их состава. Отсутствие общепринятых принципов и единых правил литологической сопоставимости отложений тормозит проведение их межрегиональной корреляции. Большим спросом пользуются научно обоснованные методические рекомендации по использованию надежных критериев, руководящих принципов, а также строгих оценок статистической репрезентативности количественных параметров анализов. Зарождаются и развиваются новые подходы и методические решения. Результативность комплексного литологического анализа, использующего целый арсенал литологических методов, возрастает с внедрением разработанной палеогеографической концепции литогенеза.

Основное внимание в настоящей работе обращается на палеогеографический аспект методических проблем литологии. Рассмотрены теоретические методологические основы, включая оценку значимости литологического метода, его возможностей, преимуществ и реального вклада в решение палеогеографических проблем. Главная задача литологического изучения – установление закономерностей формирования состава отложений, выявление тенденций пространственной и возрастной изменчивости показателей в связи с условиями литогенеза. Важнейшие направления исследования: а) фациально-генетическое разграничение отложений, б) стратиграфическое расчленение и корреляция горизонтов, в) реконструкция обстановки этапов осадконакопления.

Целый круг вопросов диагностики и корреляции палеогеографических событий с помощью литологических методов нуждается в специальном рассмотрении. Наиболее существенные из них: оценка информативности каждого литологического метода; подбор комплекса наиболее эффективных методов в соответствии с адресной направленностью реконструкций; определение соизмеримых пространственных и временных аналогов сопоставляемых палеогеографических событий и соответствующих литологических показателей пропорционально масштабному уровню исследования; разработка кодекса принципов и правил литологической сопоставимости. В итоге важно обосновать рациональную стратегию и определить алгоритм методического решения стоящих проблем палеогеографических реконструкций.

При выработке методических рекомендаций и усовершенствовании методик использован многолетний опыт комплексного исследования разновозрастных и разнотипических толщ из представительных опорных разрезов в различных регионах Русской равнины, Донского бассейна, Приазовья, Казахстана, Восточной Сибири, Забайкалья, Приамурья [Разрезы..., 1973; 1976; 1977 и др.]. В основу обобщений положен обширный аналитический материал, полученный при исследовании ледниковых и межледниковых отложений, включая широко распространенные морены, аллювий, лёссовидные породы.

Целенаправленному раскрытию актуальных положений комплексного

литологического анализа отвечает следующая последовательность изложения. В первой части предпосланы теоретические и методологические основы анализа литосистем в связи с их палеогеографической обусловленностью. Проведена ревизия и оценка существующих представлений. Рассмотрена классификация зональных и аazonальных типов литогенеза. Представлены модели литосистем, отражающие закономерности их пространственно-временного развития. Сформулирована оригинальная палеогеографическая концепция литогенеза. Выделены направления литологического исследования: фациально-генетическое, провинциально-геологическое, ландшафтно-географическое, корреляционно-стратиграфическое, которые требуют особой стратегии и участия предпочтительных методов, способствующих раскрытию характерных особенностей литосистем. Обоснована необходимость применения системного подхода ввиду его явных преимуществ при выработке стратегии и тактики палеогеографических реконструкций и межрегиональной корреляции.

В последующих разделах на фоне рассмотрения структуры комплексного литологического анализа выявлена информативность каждого литологического метода и потенциальные возможности их рационального комплексирования при решении стратиграфических и палеогеографических вопросов. На примерах изучения плейстоценовых феноменов (ледниковых, аллювиальных, лёссовых) показаны возможности применения комплексного литологического анализа при установлении пространственных закономерностей и временных трендов развития литосистем. Получены выводы о генетической принадлежности отложений, о ландшафтно-климатической обстановке осадконакопления; уточнена стратиграфическая позиция горизонтов; дополнены и расширены представления о палеогеографических событиях плейстоцена. Разработана и реализована программа диагностики и межрегиональной литологической корреляции маркирующих горизонтов с использованием рекомендуемых критериев, принципов и правил сопоставимости отложений. Проведенные исследования убеждают в состоятельности и результативности метода литологической корреляции при условии соблюдения строгих методических установок. В завершение поднят актуальный вопрос палеогеографической эффективности комплексного литологического анализа в связи с его рационализацией. Подытожены намеченные пути повышения качества и результативности палеогеографических и стратиграфических построений на литологической основе. Дана оценка надежности усовершенствованной методики комплексного литологического анализа на базе разработанной палеогеографической концепции литогенеза и инновационных предложений.

1.2. Теоретические и методологические предпосылки изучения литосистем

В основе комплексного палеогеографического литологического анализа лежит представление о взаимосвязи явлений природы – системообразующих факторов и признаков состава отложений, о пространственно - временном единстве осадконакопления с окружающей средой. Заложенные К.К. Марковым [1960-1986] основы общей теории палеогеографии, его фундаментальная концепция пространственно-временной целостности природного комплекса

сыграли основополагающую роль в развитии всех направлений географии и палеогеографии. Выдвинутая им пространственно-временная парадигма направленного, ритмического и метакронного развития географической среды стала руководящей идеей познания природы, включая морфолитогенную основу. Одновременно с поступательно-ритмическим характером эволюции природы проявляется её местное пространственное своеобразие метакронного развития в каждом регионе. Оценивая теоретические предпосылки, важно обратить особое внимание на необходимость внедрения системного подхода в палеогеографию, к которому призывал К.К. Марков [1973].

В ряду базовых теоретических воззрений на литогенез особое место занимают *основополагающие учения*: о климатически обусловленных типах литогенеза Н.М. Страхова [1963], о географической зональности в проявлении минералообразования В.В. Добровольского [1966] и Н.В. Ренгартен [1971], о питающих и терригенно-минералогических провинциях В.П. Батурина [1947], об ископаемых фациях Г.Ф. Крашенинникова [1971] и генетических типах отложений Е.В. Шанцера [1966] и Ю.А. Лаврушина [1976]. Применительно к плейстоцену, подверженному природным катаклизмам, более частому чередованию ледниковых и межледниковых режимов, усложнению географической зональности, теоретические основы литологии нуждаются в существенных дополнениях и обновлении в соответствии с особенностями природного процесса [Величко, 1973] и, в значительной степени, – осадкообразования.

Теоретический фундамент литолого-палеогеографического исследования составляет, прежде всего, общая теория литогенеза, созданная Н.М. Страховым [1963], в которой рассматривается развитие литогенеза в глобальном масштабе в пространстве и во времени. Всеобъемлющая идея о климатически и геологически обусловленных типах литогенеза, нашедшая дальнейшее развитие в концепции географической зональности литогенеза [Добровольский, 1966], оказалась весьма плодотворной для становления палеогеографического направления литологических исследований.

Любое исследование новейших отложений обязательно связано с фациально-генетическим анализом осадков. В основе учения о генетических типах отложений и известной классификации их генетических типов, разработанных Е.В. Шанцером [1966], лежит динамико-генетический подход.

Важной предпосылкой литолого-палеогеографического анализа является учение В.П. Батурина [1947] о терригенно-минералогических провинциях осадочных пород, позволяющее улавливать пространственные закономерности изменения парагенетических минералогических ассоциаций в их связи с питающими провинциями. Предложенное им палеогеографическое направление минералогического анализа основано на расшифровке происхождения терригенной составляющей осадка. В плане дальнейшего развития этого направления можно рассматривать разработанное и реализованное районирование древнеледниковой области Русской равнины по типу ледниковых питающих провинций на фоне структуры и динамики ледникового покрова [Судакова, 1990].

Ценное как для палеопотамологии, так и для литологии, понятие внес Г.И. Горецкий [1980] – «палеогеографические арены», выделенные по принципу общности палеогеографической обстановки осадконакопления.

Таким образом, поиск топологических закономерностей состава плейстоценовых отложений позволяет распознать влияние геологических, географических, генетических факторов литогенеза и реконструировать на этой основе важные составляющие обстановки осадконакопления. Наряду с пространственными закономерностями литологическому анализу подвластно установление стадийности формирования унаследованных, приобретенных и эпигенетических признаков, выявление тенденции трансформации состава отложений в процессе эволюции. Только комплексный сопряженный анализ позволяет воспроизвести целостную картину осадкообразования на всех его стадиях: от мобилизации вещества, через транспорт к седиментации и гипергенезу и расшифровать различные провинциально-геологические, фациально-генетические и ландшафтно-географические обстановки.

Имеющая важное значение для палеогеографических интерпретаций *классификация типов литогенеза* призвана отражать сложную структуру причинно-следственных связей осадкообразования. Однако существующие классификации литогенеза целенаправленно раскрывают лишь определенные его аспекты. Так, Н.М. Страховым [1960, 1963] разработана классификация климатически обусловленных типов литогенеза в глобальном масштабе. Широкое признание получила известная классификация генетических типов отложений Е. В. Шанцера [1966]. Вместе с тем, в целях полномасштабных палеогеографических реконструкций возникает необходимость создания общей интегральной типизации морфолитогенной основы одновременно по ряду признаков. В ракурсе дальнейшего развития учения о климатической обусловленности литогенеза важно заострить внимание на проблеме его зональности. Если Н.М. Страхов [1963] выделяет всего три глобальных климатообусловленных типа литогенеза, то в плейстоцене ландшафтно-зональные особенности состава отложений распознаются более детально, что подтверждено специальными исследованиями [Добровольский, 1966; Ренгартен, 1971 и др.].

Предложенное комплексное решение этой проблемы на двусторонней основе совмещает в классификационной матрице генетические и типологические свойства отложений. На рис. 1.1 сведены воедино климатообусловленные типы литогенеза, с одной стороны, и генетические ряды отложений – с другой. Их соотношение образует разнотипные литосистемы зонального типа литогенеза трех классов. При этом с введением дополнительных критериев (степени устойчивости состава и др.) открывается возможность перекрестного сопоставления различных особенностей литогенеза, обусловленных фациально-генетическими, зонально-географическими и провинциально-геологическими факторами. Разработка оригинальной универсальной классификации способствует системной организации основного объекта палеогеографических реконструкций.

В качестве непосредственного объекта палеогеографических реконструкций выступает *ископаемая фация*, в свойствах которой запечатлены физико-географические условия осадконакопления и диагенеза [Крашенинников, 1971]. Развивается представление об ископаемой фации как о сложной в структурном отношении *целостной литосистеме*, воплощающей взаимодействие ведущей триады системообразующих факторов: фациально-генетических, наследственно-геологических и географических [Судакова и др., 1987].

Фация	→ I								
	Климатически обусловленные зональные типы литогенеза	Фациально-генетические ряды						Полигенетические	
		Ледниковый	Склоновый	Речной	Озерно-болотный	Эоловый	Элювиальный **	Лёссовидные супылики	Лёсы
II ↓									
1. Ледовый									
2. Перигляциальный									
3. Мерзлотный									
4. Гумидный *									
5. Семигумидный *									
6. Аридный и семи-аридный *									

 1

 2

 3

 4

 5

 6

Примечание: * - с более дробной зональной дифференциацией;
** - в том числе почвообразование.

Рис.1.1. Типизация континентальных новейших отложений по фациально-генетическим (I) и ландшафтно-зональным обстановкам (II). Условные обозначения: Проявления зональной зависимости генотипов: 1-четкая зональная приуроченность, 2-полизональные, 3-зональная специфика вещественного состава; категории литотипов по степени минералогической устойчивости состава: 4-полимиктовые, 5-мезомиктовые, 6-олигомиктовые

Благодаря воздействию различных факторов формируются такие важные характеристики литосистемы как климатическая обусловленность свойств и состава, географическая зональность признаков, фациально-генетическое разнообразие, геологическая наследственность и провинциальность вещественного состава.

В соответствии с развиваемой палеогеографической концепцией литогенеза [Судакова, 1990, 2004] разработана оригинальная многофакторная модель литосистемы (рис. 1.2), где в едином информационном поле показаны многоканальные и многоступенчатые связи между факторами и признаками состава. Инфраструктура литосистемы отражает причинно-следственные взаимосвязи по трем факторным линиям, структурированным по четырем ступеням (факторы – процессы – литосинтез – закономерности пространственно-временных отношений). Среди системообразующих факторов выделена главенствующая триада в составе: геологической наследственности, фациально-генетического механизма и ландшафтно-климатической палеогеографической обусловленности. Прослежены цепочки корреляционной зависимости признаков в отложениях разного генезиса.

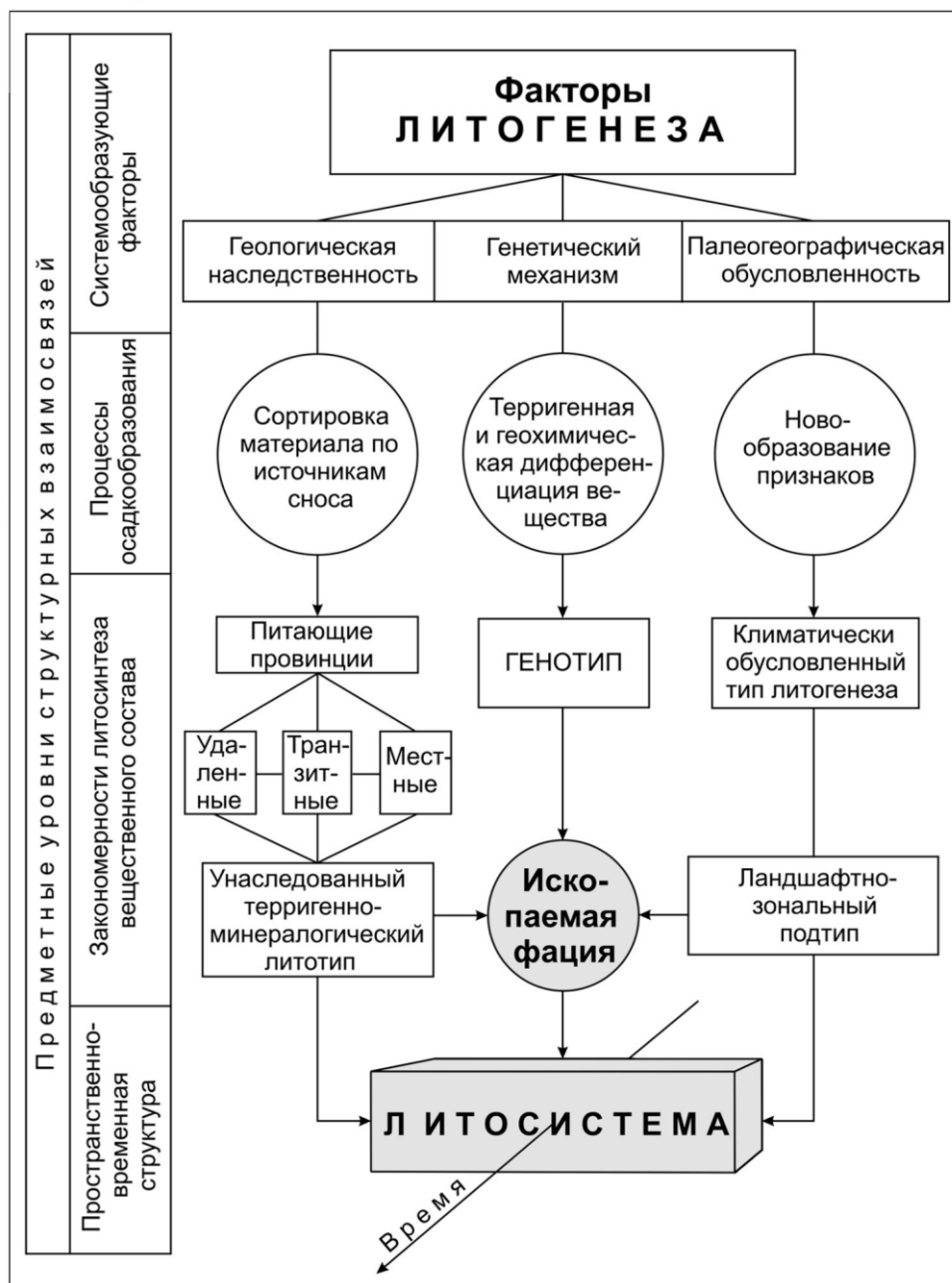


Рис.1.2. Общая модель литосистемы

Проведена их типизация в связи с геологическим происхождением, а также генетической и географической зависимостью. Эти факторы определяют ожидаемую неоднородность состава в пространстве и непостоянство во времени.

Из рассмотрения модели палеогеосистемы следуют ее наиболее характерные особенности: многофакторность, многокомпонентность, стадийность

формирования, многослойность разновозрастных информационных уровней. Они требуют сопряженной стратегии исследования. Преимущество модели – в единой сводке знаний о литосистеме, развивающейся по палеогеографическим законам в пространстве и во времени, в конкретизации причинно-следственных зависимостей, что облегчает решение обратной задачи воссоздания палеогеографической обстановки литогенеза и определения стратиграфической принадлежности горизонтов. Значение предложенной модели для оптимизации литологического палеогеографического анализа определяется возможностью установления системной упорядоченности во взаимосвязях факторов и признаков объектов. Анализ модели палеогеосистемы вскрывает дополнительные резервы для более обоснованных и результативных реконструкций, способствует координации региональных геоморфологических, литологических, палеогеографических исследований и повышению надежности и качества палеогеографических реконструкций.

Многофакторная и многокомпонентная литосистема — благоприятная почва для применения палеогеографического *системного подхода*, поскольку в нем сконцентрирована руководящая методология и стратегия самого палеогеографического анализа, нацеленного на изучение взаимосвязи явлений природного комплекса. Как показали многолетние исследования, определенные перспективы для более эффективных палеогеографических построений открываются с введением приоритетного системного подхода [Карпухин и др., 1976; Судакова, 1990; Карпухин, Судакова, 2004, 2005; Симонов и др., 2007 и др.]. Однако необходимость использования системной идеологии в качестве универсального общего методологического подхода при исследовании сложных в структурном отношении палеогеосистем все еще недостаточно осознана палеогеографами, и это преимущество ещё предстоит оценить в должной мере.

В *системном анализе геоструктур* напрямую реализуется сопряженность палеогеографических методов и реконструируемых событий, когда оценивается согласованность результатов совместного анализа взаимосвязей между компонентами природного комплекса. Основная задача изучения палеогеосистем состоит в выявлении закономерностей, вытекающих из взаимодействия развивающихся во времени и пространстве факторов и событий. Актуальность общего системного подхода для палеогеографических исследований обусловлена возможностью познания сложного палеогеографического объекта как целостной саморазвивающейся системы.

Привнесение в палеогеографический анализ системного подхода, привлечение моделирования позволяют оптимизировать общую стратегию и тактику комплексного исследования. Так, на основе системного подхода разработаны и реализованы принципы комплексного палеогеографического районирования, составлена научно обоснованная программа межрегиональной литологической корреляции маркирующих горизонтов, усовершенствована пространственно-временная модель развития ледниковой ритмики плейстоцена на Русской равнине, предложено принципиально новое решение адресной оценки геоэкологической устойчивости геосистем на базе эколого-палеогеографического районирования территории.

К настоящему времени значительно продвинут поиск закономерностей формирования вещественного состава отдельных формаций, таких как лед-

никовая [Рухина, 1973; Лаврушин, 1976, 1980; Астапова, 1978; Судакова, 1990; Андреичева, 1992 и др.], перигляциальная и криогенная [Попов, 1979; Конищев, 1981 и др.], лёссово-почвенная [Кригер, 1965; Величко и др., 1977], межледниковый комплекс [Ренгартен, 1971]. Проведенные исследования показали, что системный подход дает явные преимущества в раскрытии *закономерностей плейстоценового литогенеза*, обусловленных зональными и азональными факторами. Эти тренды поддаются количественному учету, а значит, могут и должны быть использованы в стратиграфических и палеогеографических целях.

К общим характерным особенностям плейстоценовых геосистем следует отнести: более усложненный, по сравнению с предшествующей историей, ландшафтно-зональный тип литогенеза, тесную наследственную зависимость от палеорельефа и питающих провинций, динамичность осадко- и рельефообразующих процессов, а также фациально-генетическое разнообразие обстановок осадконакопления, черты ритмических и направленных изменений состава отложений в связи с многократной сменой ледниковых и межледниковых обстановок. В соответствии с этим формируются характерные признаки состава отложений: особая сортированность, геологическая наследственность, зонально-географическая специфика. Они выявлены в различных по происхождению отложениях – аллювии, лёссах, моренах.

К примеру, для морен Русской равнины установлены закономерности пространственной изменчивости их состава: секторность представителей удаленной (Скандинавской) и транзитных питающих провинций, радиальная (посекторная) зональность экзотических неустойчивых компонентов удаленного сноса и геологическая провинциальность местного материала, что в целом согласуется с особенностями радиальной структуры ледникового покрова и характером подстилающей поверхности. Наряду с пространственной изменчивостью состава прослеживаются направленные его преобразования во времени, обусловленные последовательным ослаблением влияния экранированных подстилающих коренных пород (рис. 1.3). Возрастные изменения выражаются в нарастании вверх по стратиграфической колонке степени экзотичности минералого-петрографических спектров за счет увеличения пропорции дальнеприносных компонентов из Фенноскандии в ущерб местным, что повышает полимиктовость состава в относительно более молодых ледниковых горизонтах.

Целостное представление о закономерностях формирования вещественного состава морен дает структурная модель гляциолитосистемы, построенная по схеме: обстановка литогенеза – особенности ледникового процесса – источники вещественного состава – тенденции пространственного и возрастного развития — типизация гляциолитов [Судакова, 2008].

Палеогеографическая интерпретация закономерностей формирования вещественного состава отложений открывает перспективы для более обоснованного и целенаправленного использования литологических показателей в практике палеогеографических и стратиграфических исследований. Теоретическим обоснованием правомочности палеогеографических и стратиграфических построений на литологической основе может служить предлагаемая *палеогеографическая концепция литогенеза*, согласно которой литогенная основа палеогеографических реконструкций рассматривается как развивающаяся в пространстве и во времени целостная многокомпонентная литосис-

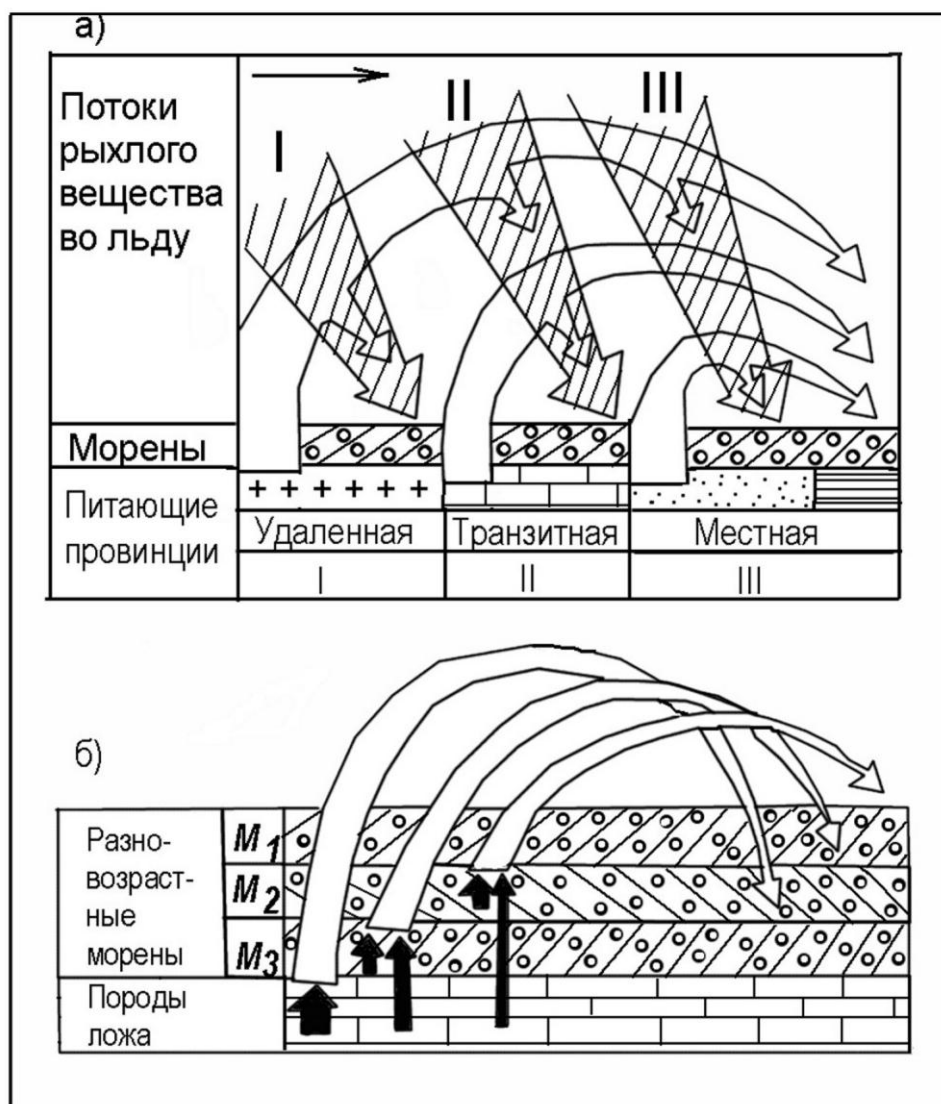


Рис.1.3. Принципиальная схема соотношения материала из различных ледниковых питающих провинций в пространстве (а) и во времени (б)

тема, многослойная по времени формирования, со свойственными ей закономерностями развития – ритмичностью, направленностью, метасинхронностью. Эти тренды находят подтверждение в комплексных исследованиях новейших отложений на обширной территории [Разрезы..., 1973, 1976, 1977; Sudakova et al., 1995; Новейшие отложения..., 2004]. В палеогеографической концепции развивается системное представление о происхождении, особенностях структуры и свойств литосистемы, об условиях ее существования и развития в процессе взаимодействия с окружающей средой, подчеркивается пространственно-временная целостность.

Концепция происхождения сбалансированного литосостава дает свои преимущества, вскрывая новые резервы для объективной и более эффектив-

ной палеогеографической интерпретации литологических данных. Палеогеографическая концепция литогенеза стала руководящей при идентификации разновозрастных отложений, при реконструкции структуры и динамики ледниковых покровов и речных бассейнов, при проведении межрегиональной литологической корреляции горизонтов.

1.3. Рационализация стратегии комплексного литологического исследования

Принимая во внимание сложную природную зависимость вещественного состава отложений от разнообразных, взаимодействующих между собой факторов, литологический метод диагностики и корреляции следует рассматривать как комплексную палеогеографическую проблему, требующую разработки особой стратегии при последовательном и взаимосвязанном решении всех её звеньев, включая анализ рассмотренных выше территориальных и возрастных закономерностей изменчивости состава, связанных с влиянием питающих провинций, фациально-генетической обстановки, ландшафтно-зональных условий.

В результате критического анализа закономерностей развития палеогеографических событий по площади и в разрезе удастся выстроить многоуровневые пространственно-временные модели (например, структурную модель развития ледниковой ритмики на Русской равнине или общую модель палеоморфолитосистемы). Значение предложенных моделей для оптимизации анализа – в возможности установления системной упорядоченности во взаимосвязях факторов и свойств объекта, что благоприятствует более объективным реконструкциям.

Оценка сбалансированного влияния на состав отложений ведущих факторов литогенеза осуществляется с помощью *литолого-палеогеографического районирования* территории по типу питающих провинций. В основу этого принципиально нового подхода к решению проблемы межрегиональной литологической корреляции положен анализ взаимодействия экзогенных осадкообразующих процессов (ледниковых, речных, бассейновых) с питающими провинциями трех классов – удаленных, транзитных и местных. Карта литорайонов, будучи системной организацией изучения литообъектов, служит действенной мерой выявления реальных и объективных возможностей и ограничений пространственной сопоставимости осадочных комплексов по их вещественному составу. Следуя выбранным приоритетам, разработаны критерии выделения таксономических единиц районирования разного ранга и подчинения: палеогеографически обусловленные литологические зоны, провинции, области, районы в зависимости от влияния взаимодействующих зональных и азональных факторов литогенеза [Судакова, 1990]. Такое целенаправленное районирование служит научным обоснованием правомерности литологической корреляции. Карта литорайонов, составленная на центральные и северные районы Русской равнины [Андреичева и др., 1997] программирует ожидаемые тенденции пространственной изменчивости состава, что необходимо учитывать при сопоставлении горизонтов и разрезов.

Общим ведущим *направлением изучения литосистем* не случайно выбрано *палеогеографическое*, поскольку оно ориентирует на изучение взаимо-

связей между системообразующими факторами и литологическими свойствами разнотектонических толщ в их историческом развитии, на установление пространственных и временных закономерностей, создавая при этом предпосылки для познания объекта как единого целого.

Методика сопряженного литологического анализа разрабатывается применительно к четырем основным задачам: а) фациально-генетического разграничения отложений, б) установления пространственных закономерностей их состава в связи с питающими провинциями, в) реконструкции палеогеографических условий литогенеза, г) стратиграфического расчленения и корреляции маркирующих горизонтов. В соответствии с целевой установкой и теоретическими предпосылками обособливаются соответствующие генеральные направления литологического исследования: фациально-генетическое, провинциально-геологическое, ландшафтно-географическое, литостратиграфическое. Для расшифровки показателей и идентификации обстановки осадкообразования по каждому из направлений требуется своя *особая стратегия* исследования. Дополняя и контролируя друг друга, эти направления исследования сохраняют индивидуальность при решении отраслевых задач. Так, географическое направление перспективно для установления зональных типов литогенеза при сравнительном изучении ледниковых и межледниковых событий. Провинциально-геологическое направление незаменимо для идентификации источников сноса слагающего материала, что является ключом к их распознаванию и сопоставлению разрезов, а также для расшифровки динамики экзогенных процессов. Литостратиграфическое направление отвечает задачам возрастного расчленения толщ. Не утрачивая своей самостоятельности при решении конкретных задач, методические направления в совокупности образуют единый аппарат комплексных реконструкций.

В таблице 1.1 для каждого из четырех ведущих направлений литологического анализа сформулированы руководящие принципы пространственно-временных палеогеографических реконструкций: общие (универсальные) и частные специального назначения, входящие в методический кодекс рекомендаций к литоанализу.

Таблица 1.1. Направления комплексного литологического анализа плейстоценовых литосистем и руководящие методические принципы палеогеографических реконструкций

№ №	Направления литологического анализа	Типизация литосистем	Принципы правомерности литологической сопоставимости	
			Специализированные	Общие универсальные
1.	Фациально-генетическое	Литогентип	гравитационной сортировки минералов	А) сопряженности результатов Б) однофациальности (единства происхождения) В) одномасштабности пространственных и временных эквивалентов Г) литолого-палеогеографического районирования
2.	Провинциально-геологическое	Литотип	триединства питающих провинций	
3.	Зонально-географическое	Климатотип	минералогической устойчивости	
4.	Литостратиграфическое	Литостратотип	Ритмостратиграфический, эволюционных трендов	

Наиболее универсальным и обязательным для любого палеогеографического исследования является *литогенетическое направление*, основанное на расшифровке особенностей осадочной дифференциации терригенной составляющей – их размерности и сортированности в зависимости от гидродинамической и физико-географической обстановки, что свойственно определенному генетическому типу отложений. В методическом плане важно подобрать литологические критерии распознавания факторов осадочной дифференциации и информативные показатели для соответствующей фациальной обстановки, поскольку процесс осадочной сортировки включает дифференциацию обломочных частиц по размеру, форме, удельному весу, физической и химической стойкости минералов. Наиболее показательны в этом отношении коэффициенты гравитации и устойчивости. В результате такой направленной сортировки образуются новые парагенетические ассоциации терригенных минералов. Перспективно использование различных модификаций многофракционного минералого-петрографического и гранулометрического анализов.

Сравнительно-литологический географический анализ – традиционный метод исследования разнотипных разновозрастных осадков, опирающийся на принцип актуализма и ритмо-стратиграфический подход. Он предназначен для выявления закономерностей пространственной и возрастной изменчивости природной обстановки осадкообразования и факторов постседиментационного преобразования. В качестве основного критерия для выявления ландшафтно-зональных условий зарекомендовали себя коэффициенты устойчивости минералого-петрографического спектра отложений для оценки степени полимиктовости – олигомиктовости состава – индикаторов палеоклимата. Предложенный методический принцип минералогической устойчивости предполагает отыскание качественных и количественных изменений спектра обломочных и аутигенных минералов в соответствии с их природой и под воздействием внешних географических факторов.

Провинциально-геологическое направление литологического анализа специализируется на определении источников поступления материала (включая унаследованную часть спектра), устанавливаемых с помощью минералогических и петрографических методик. В данной связи основополагающее понятие «комплексная питающая провинция» – представляет собой сбалансированное триединство удаленных, транзитных и местных областей питания. Их совместное воздействие на состав отложений определяет пространственную и возрастную изменчивость литологических показателей. При этом важен адресный учет долевого участия представителей от каждого вовлеченного в кругооборот класса питающих провинций. Выявленные особенности вещественного состава используются, например, для реконструкции структуры и динамики ледниковых покровов, речных бассейнов, а также при выделении маркирующих горизонтов и их площадной корреляции. В методическом плане в этих целях показательны коэффициенты комплексных питающих провинций.

В ходе *стратиграфических построений* привлекается, по сути, вся совокупность методологических подходов по всем направлениям при определяющей роли общего ритмо-стратиграфического принципа с учетом эволюционных трендов показателей состава отложений. Для выделения возрастных

рубежей немаловажное значение имеют: фиксация границ резкой качественной и количественной перестройки минерало-петрографических ассоциаций; установление направленности и ритмичности в проявлении интенсивности выветривания минералов, вызванных сменой ландшафтно-зональных условий, а также перепланировкой питающих провинций, а следовательно, и переориентацией потоков вещества. Однако если в вопросе стратиграфического расчленения толщи литологические показатели рассматриваются в качестве вспомогательных признаков, дополняющих биостратиграфические данные, то при проведении пространственной корреляции маркирующих горизонтов они имеют самостоятельное и определяющее значение. В сравнении с биостратиграфическими показателями литологические спектры дают основания для непосредственного прослеживания самих геологических тел по особенностям их состава. Только литологический комплекс показателей может обеспечить повсеместность и непрерывность пространственной корреляции горизонтов.

В целях оптимизации комплексного литологического анализа при литологических сопоставлениях необходимо придерживаться выработанных *руководящих принципов* (см. табл. 1.1) и соблюдать рекомендованные правила диагностики и корреляции. Результативность и качество реконструкций в значительной степени зависят от внедрения единых принципов пространственной и возрастной сопоставимости состава отложений. Общие принципы литологической методики сводятся к комплексности, одномасштабности, сопряженности, многоступенчатости анализа по палеогеографическим срезам. Среди них руководящим заслуженно признан принцип сопряженности методов и результатов. Сопряженным палеогеографическим методом устанавливаются причинно-следственные отношения пространственной и возрастной изменчивости природного комплекса с последующей расшифровкой его развития. Для всех направлений литологического анализа обязательны общие установки, касающиеся единства происхождения (однофациальность) сравниваемых осадков и реализации принципа одномасштабности пространственных и временных эквивалентов показателей. В зависимости от пространственно-временного масштаба исследования, а значит соответствующей детализации реконструкций, в основу расчленения и сопоставлений могут быть положены разные общие и специализированные принципы и приемы. Например, при дальней межрегиональной корреляции горизонтов целесообразно использовать в качестве основного ритмо-стратиграфический принцип и климато-стратиграфическое обоснование выделяемых событий.

Среди принципов специального назначения по выделенным направлениям (см. табл. 1.1) руководящим по праву можно рассматривать принцип триединства питающих провинций – основной критерий правомерности пространственной литологической сопоставимости отложений. Обобщающий показатель степени унаследованности состава от исходных пород – так называемый коэффициент питающих провинций КП – обеспечивает количественный контроль над пропорциями материала удаленного, транзитного и местного происхождения, участвующего в кругообороте вещества. Этот принцип реализуется с помощью целевого литолого-палеогеографического районирования территории по типу питающих провинций, которое служит теоретическим обоснованием корректности межрегиональной литологической корре-

ляции отложений. Такое районирование преследует цель выделения литорайонов с однотипным питанием. Являясь принципиально новым методологическим решением проблемы расчленения и литологической корреляции плейстоценовых отложений, литолого-палеогеографическое районирование служит обоснованием реальных возможностей корректных сопоставлений и прогнозируемых ограничений. Карта литорайонов способствует системной организации литологического анализа.

Целесообразно руководствоваться и другими правилами и приемами, разработанными на основе установленных закономерностей литогенеза. Так, например, характерную закономерность осадочной дифференциации частиц по удельному весу отражает принцип гравитационной сортированности. Он востребован при распознавании фациально-генетической принадлежности осадка. Достаточной генетической информативностью среди прочих показателей состава обладает предложенный коэффициент гравитации (K_g) [Судакова и др., 1987], а также характер распределения по гранулометрическому спектру так называемого выхода тяжелой фракции.

Упомянутый выше принцип минералогической устойчивости, получивший широкое распространение в литологии, служит руководящим критерием при палеоклиматических реконструкциях. Обобщающий коэффициент устойчивости (КУ) минерало-петрографического спектра позволяет улавливать ландшафтно-зональную специфику аллювиальных, озерных и других разновидностей осадков. Информативны как универсальный КУ, включающий весь минералогический спектр, так и варианты частных коэффициентов устойчивости.

Совокупное приложение единых методических принципов и выразительных показателей при систематизации обширного репрезентативного материала по вещественному составу плейстоценовых отложений помогает раскрыть и объективно оценить региональные особенности состава и общие тенденции развития литосистем во времени.

1.4. Структура и методические основы комплексного литологического анализа. Литологические критерии палеогеографических реконструкций и корреляций

Использование комплексной литологической методики позволяет решать в совокупности с другими методами сложные задачи реконструкций природного комплекса и тесно переплетающиеся с ними стратиграфические вопросы. С помощью литологического анализа изучаются характерные особенности ископаемой фации – её генезис, производится диагностика географической обусловленности и геологической наследственности состава отложений, и на этой основе выполняются реконструкции важнейших палеогеографических событий. Эффективность палеогеографических построений зависит, прежде всего, от последовательного проведения сопряженного исследования. Для выбора стратегического методического решения поставленных задач и тактической линии исследования необходимо ясно представлять возможности и место каждого метода в системе комплексного литологического анализа, их взаимоотношения друг с другом.

Структура комплексного литологического анализа представляет собой

разветвленную систему общих и частных методов. На рис. 1.4 «древо литологии» условно разделено на три яруса в соответствии с дифференциацией объекта и задействованными методами. Образно говоря, общие методы составляют основу, «корневую систему», питающую и наполняющую жизненной силой частные, или отраслевые методы. Последние дополняют и частично перекрывают друг друга по объекту (верхний ярус), характеризуя его различные стороны и признаки. В целом все методы составляют неразрывное единство, которое имеет мощную «корневую систему», центральный связующий ствол и разветвленную «крону» из частных методов. Единое «древо литологии» символизирует интеграцию сопряженных методов и сущность комплексного системного анализа.

Общие, или универсальные, методы – актуализма, сравнительно-географический, формационно-геологический, естественноисторический – определяют содержательный подход к анализу и интерпретации общих закономерностей литогенеза и генеральную стратегию исследования. Их использование помогает выявить географическое разнообразие признаков, фациальную неоднородность осадкообразования, участие сложно сочетающихся питающих и терригенно-минералогических провинций. По важности и результативности исследования литогенеза на первый план выдвигаются основополагающий сравнительно-географический и соподчиненный ему сравнительно-литологический методы. Их сущность – в широких пространственных сопоставлениях, в отыскании закономерных черт сходства и различия географически обусловленных показателей состава отложений в разрезе и по простиранию. Классический метод исторической геологии – формационный анализ – несет ответственность за установление условий и закономерностей формирования и развития формаций. Формационный анализ предназначен для сравнительного изучения масштабных геологических событий. Он позволяет отбивать границы возрастных рубежей формирования типов литогенеза в связи с внушительными геологическими и палеогеографическими перестройками.

Частные, или отраслевые, методы индивидуальны в подходе к изучению объекта. Они раскрывают различные аспекты литогенеза: структурные и текстурные признаки отложений, особенности вещественного состава спектра. Одни методы выявляют динамику среды осадконакопления (гранулометрический, терригенно-минералогический), другие – преемственность свойств осадка от исходных пород и питающих провинций (минералогопетрографический блок); благодаря третьим воссоздается ландшафтно-климатическая обстановка (анализ аутигенных и глинистых минералов).

Оценивая позиции каждого метода в системе комплексного литологического анализа, можно заключить, что наиболее широкой амплитудой участия в решении всевозможных задач отличается группа минералогопетрографических методов. Снимаемые с их помощью показатели обладают разнообразной тематической информативностью. Подтверждена фациально-генетическая информативность текстурных характеристик и ориентировки обломочных включений, плотностных параметров пород, крупности и сортированности осадка. При поисках специфики состава целесообразно использование различных статистических оценок, обобщающих коэффициентов и формул.

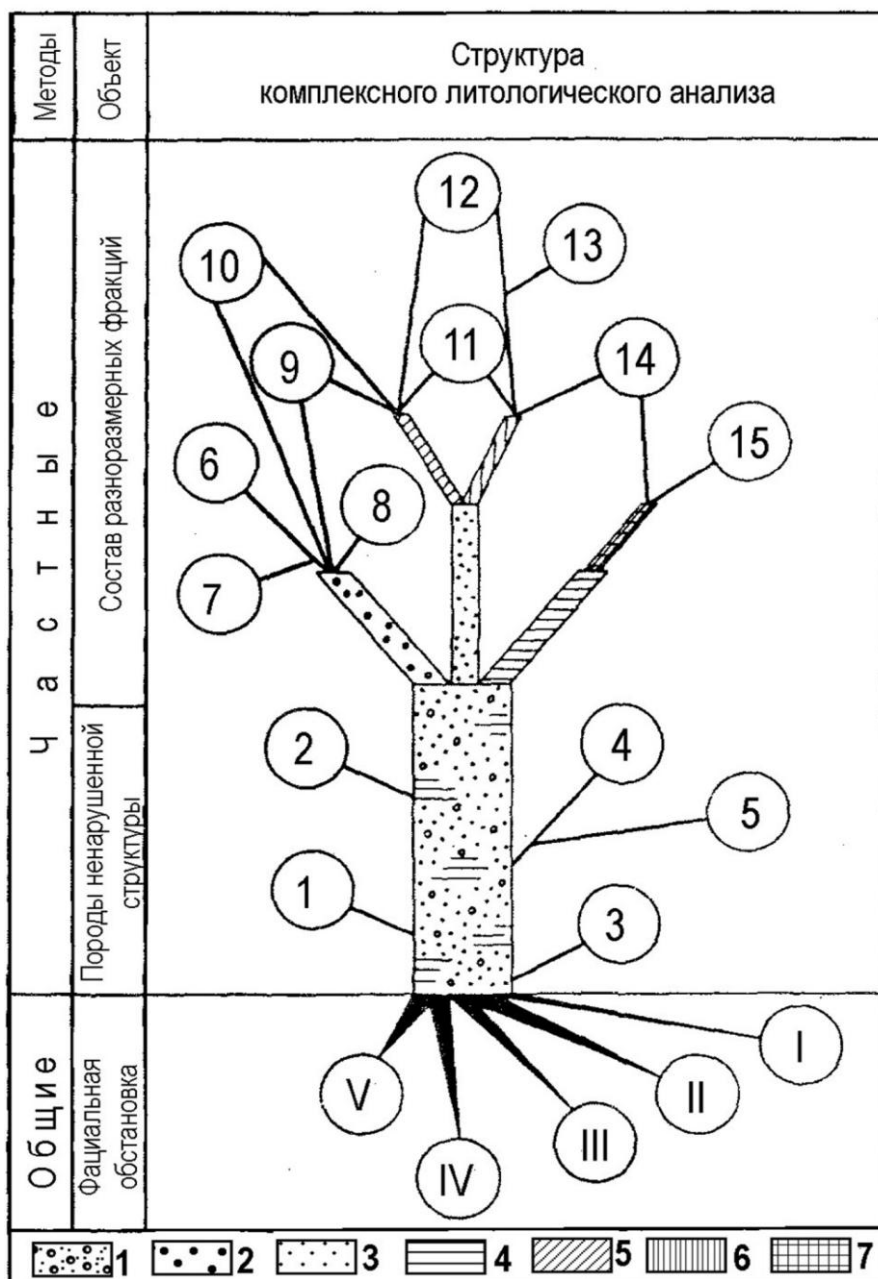


Рис.1.4. Структура комплексного литологического анализа. Условные обозначения: 1- порода с ненарушенной структурой, 2 - гравий, галька, 3 - песок, алеврит, 4 - глина, 5 - терригенные минералы, 6 - аутигенные минералы, 7 - глинистые минералы. Общие методы исследования: I - сравнительногеографический, II - фациально-генетический, III - геологический, IV - естественно-исторический, V - актуалистический. Частные методы исследования: 1 - анализ текстур, 2 - гранулометрический, 3 - анализ шлифов с ненарушенной структурой, 4 - микроморфологический, 5 - анализ физико-механических свойств, 6 - петрографический анализ обломков (валовой), 7 - то же руководящих обломков, 8 - замеры ориентировки обломков, 9-морфометрический, 10 - морфоскопический, 11 - минералогический иммерсионный, 12 - минералогический комбинированный (использование бинокулярного и поляризационного микроскопов), 13 - микрохимические реакции, 14 - электронномикроскопический, 15 - рентгеновский.

Из частных литологических методов популярны гранулометрический и минералогический анализы. Однако, их разрешающая способность неравнозначна. Если гранулометрический анализ выполняет важную, но вспомогательную функцию, то комплексный минералогический анализ принимает на себя ответственность за самостоятельное решение ряда диагностических и корреляционных задач.

В результате **гранулометрического анализа** определяется: размерность, степень сортированности и однородности осадка по простиранию и в разрезе, что способствует более надежной фациально-генетической интерпретации структурных особенностей отложений, выяснению механизма их образования и динамики среды. Например, статистически надежные показатели гранулометрического состава могут служить ценной информацией о происхождении такого феномена как лёссовые породы, или совместно с данными минералого-петрографического состава свидетельствовать об источниках поступления моренного материала. При обработке количественных показателей полезно рассчитывать коэффициент сортировки и средневзвешенный диаметр. Кривые распределения этих обобщающих показателей и графики корреляционной зависимости достаточно убедительно обозначают поля разнотектонических групп и возрастных генераций отложений.

Комплексный минералогический метод, как один из наиболее результативных в литологии, включает анализ терригенных и аутигенных минералов песчано-алевритовой размерности, а также глинистой составляющей, исследуемых с помощью специального оборудования. Сфера применения минералогического комплекса охватывает широкий круг палеогеографических и стратиграфических вопросов: расчленение и корреляцию отложений разного генезиса, расшифровку зонально-географических условий и фациально-генетической обстановки. Предпочтительно использовать минералого-петрографические спектры в целях установления питающих провинций и путей транзита материала, что служит основанием для реконструкции структуры и динамики ледниковых покровов, речных и приемных бассейнов. Изменение седиментационных обстановок способствует преобразованию неустойчивых терригенных компонентов и новообразованию аутигенных минералов – индикаторов ландшафтно-климатических условий. Последние образуются в определенной геохимической среде под контролем фациально-генетической обстановки и в своем пространственном размещении подчиняются ландшафтно-климатической зональности. Наиболее универсальный принцип изучения минерального состава отложений, принятый в качестве руководящего, – принцип минералогической устойчивости. Он предполагает установление качественного и количественного изменения состава терригенных, аутигенных и глинистых минералов в соответствии с их внутренней природой и под воздействием внешних географических причин, а также фактора времени.

В методическом отношении полезно привлекать специальные приемы обработки количественных показателей. В этой связи коэффициент минералогической устойчивости (КУ) и его модификации оптимизируют процесс систематизации массового количественного материала. Как наиболее обобщающий показатель степени полимиктовости-олигомиктовости ископаемой фации, КУ отражает интенсивность и одновременно длительность воздействия среды осадконакопления и гипергенеза. Дополнительно к коэффициентам

можно рекомендовать введение минералогической формулы – показателя соотношения руководящих и фоновых минералов с учетом тесноты и достоверности корреляционных связей между минералами. Наряду с зарекомендовавшими себя показателями состава можно предложить различные модификации коэффициента питающих провинций (КП) с подсчетом отношения минеральных ассоциаций по классам питающих провинций. Эти коэффициенты позволяют оценить вклад конкретных представителей из областей сноса и путей миграции наносов. Весьма выразительным индикатором динамико-генетических условий осадконакопления выступает так называемый выход тяжелой фракции, а также соотношение минералов разного удельного веса, которое выражается коэффициентом гравитации (КГ). Заслуживает внимания изучение морфоскопии минеральных, в частности, кварцевых зерен. Оценка характера их поверхностной обработки позволяет расшифровать и определить долю участия водных и воздушных агентов транспортировки частиц при распознавании эоловой, озерной и прибрежно-морской седиментации. Самостоятельный анализ шлифов с ненарушенной структурой – весьма ответственный прием получения важной информации для идентификации обстановки осадконакопления.

Петрографический анализ крупнообломочных включений в сочетании с изучением их ориентировки, а также морфометрических и морфоскопических особенностей вносит заметный вклад в воссоздание питающих провинций и реконструкции структуры и динамики литосистем [Руководство..., 1987].

Вероятностный характер количественных показателей вещественного состава вызывает необходимость *статистической обработки цифрового материала*, которая опирается на предварительную формализацию аналитических данных (подсчет коэффициентов, обобщающих показателей). При этом статистическая обработка базируется на знании закономерностей литогенеза. Последние учитываются при разбиении совокупностей и подборе представительных выборок. Расчет статистических параметров (оценка средних значений, среднеквадратических отклонений, анализ плотностей распределения, тесноты корреляционных связей и др.) позволяют получить важные сведения о репрезентативности генеральных совокупностей, об их генетической, возрастной или региональной структуре, а в конечном итоге, оценить надежность палеогеографических и стратиграфических выводов.

Для решения литологических, палеогеографических и стратиграфических проблем ощутимую помощь оказывает *расчет и анализ корреляционных связей* (КС) между различными показателями состава. Значимые КС полезны в поиске общих причин, вызывающих эти связи. Так, в итоге порайонного возрастного сопоставления 32-х корреляционных матриц полного минералогического состава морен Русской равнины удалось выявить по тесноте КС устойчивые минералогические ассоциации в разновозрастных ледниковых горизонтах.

В методическом плане следует обратить внимание на продуктивность использования для палеогеографических реконструкций *метода моделирования*. Теоретическое его значение – в обеспечении более объективного и полного познания особенностей формирования, развития и преобразования геосистем в связи с палеогеографической обстановкой. Ценность и несомненное

преимущество моделирования литосистем состоит в раскрытии и конкретизации структурных взаимоотношений и взаимосвязей между системообразующими факторами и признаками состава отложений в системе единого целого. Моделирование включает одновременно анализ и синтез информации. Создание понятийных или динамических моделей – ответственное звено в цепи традиционных географических описаний. Принимая во внимание сложность географических систем, следует учитывать, что палеогеографические модели сложны вдвойне, т.к. помимо пространственных закономерностей включают вектор времени и в целом должны передавать пространственно-временную целостность литосистемы. Наглядные примеры моделей осадочной фации, гляциолитосистемы, морфолитосистемы и др. представлены ранее [Руководство..., 1987; Судакова, 1990, 2004, 2005; Карпухин, Судакова, 2004, 2005]. Испытанный на практике метод моделирования палеолитосистем пополняет ресурсы комплексного литологического анализа. С его помощью реализуется геосистемный подход в палеогеографии.

Итак, из опыта многолетнего литологического изучения фациально-генетических разностей в различных природных условиях [Андреичева и др., 1997; Разрезы..., 1973, 1976, 1977; Судакова, 2005; Sudakova et al., 1995] определились наиболее показательные и перспективные для палеогеографических реконструкций свойства строения и состава новейших отложений – их структурные и текстурные особенности, руководящие минералого-петрографические ассоциации, типичные параметры сортировки компонентов. В классификационной матрице (табл. 1.2) диагностические литологические критерии сгруппированы в восемь основных номинаций, каждая из которых коррелирует с различными фациально-генетическими и палеогеографическими обстановками или может указывать на принадлежность к определенным стратиграфическим подразделениям.

Таблица 1.2 наглядно демонстрирует неодинаковую фациально-генетическую, географическую, геологическую и стратиграфическую информативность не только отдельных литологических методов и обобщающих показателей состава, но и целых групп методов. Установленные опытным путем на основе проявляющихся региональных закономерностей, эти показатели целесообразно использовать при сопоставлении разрезов и в целях дешифрирования палеогеографических условий. Репрезентативные статистически надежные литологические данные можно уверенно рекомендовать в качестве диагностических и одновременно корреляционных критериев в стратиграфических построениях. При этом совместный анализ показателей способствует извлечению дополнительной информации и, обеспечивая взаимный контроль, повышает достоверность реконструкций.

1.5. Пути реализации литологических программ палеогеографического и стратиграфического назначения

Как установлено региональными исследованиями, комплексный литологический анализ, вооруженный палеогеографической системной методологией, способен ставить и самостоятельно решать вопросы генетической диагностики литосистем, возрастного расчленения отложений, корреляции маркирующих горизонтов и реконструкций палеогеографических обстановок.

Таблица 1.2. Матрица взаимосвязи условий и показателей литогенеза

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ		ПОКАЗАТЕЛИ	Задачи реконструкций				
			Палеогеографические обстановки литогенеза			Стратиграфические построения	
			Генезис, фациальная обстановка	Ландшафтно-климатические условия	Источники сноса и пути транзита	Расчленение разреза	Корреляция горизонтов
1	Особенности дифференциации осадка: а) по размеру б) по удельному весу	$S_o, d_{мм}$	✱				
		K_r	✱				
2	Морфология и морфоскопия разноразмерных обломков	K_o	✱				
3	3.1. Сортировка компонентов по устойчивости 3.2. Степень зрелости спектра (полимиктовость – олигомиктовость)	K_y		✱			
		Количественные пропорции состава		✱	✱		
4	Диагенетические и эпигенетические преобразования	Показательные новообразования	✱	✱			
5	5.1. Текстура слоев 5.2. Ориентировка обломков	Циклограммы	✱				
			✱		✱	✱	✱
6	6.1. Терригенно-минералогические ассоциации 6.2. Руководящие минералы и породы	Структура корреляционных связей			✱	✱	✱
		Формула состава			✱	✱	✱
7	Диагностический комплекс признаков разновозрастных толщ	Эволюционный тренд				✱	
8	8.2. Специфика состава маркирующих горизонтов	Соотношения показателей компонентов				✱	✱
	8.3. Закономерности пространственной изменчивости параметров многофракционного спектра	Учет градиентов процентного содержания					✱

Примечание: S_o - коэффициент сортировки, $d_{мм}$ - средневзвешенный диаметр, K_r - коэффициент гравитации, K_o - коэффициент окатанности, K_y - коэффициент устойчивости

Существующая неоднозначность и дискуссионность стратиграфических и корреляционных схем плейстоцена повышает актуальность создания и внедрения научно обоснованной программы *межрегиональной литологической корреляции* разновозрастных горизонтов. Постановка этой сложной задачи с позиции принятой палеогеографической концепции литогенеза представляется правомерной и вполне реальной. При этом целесообразно различать масштабные уровни корреляции (внутрирайонная, межрайонная, дальняя) и её специфику (например, в продольном или поперечном направлении по отношению к господствующему потоку вещества).

В соответствии с теоретическими предпосылками литогенеза и проведенной рационализацией методики литологическая корреляция осуществляется с учетом ведущих критериев: а) выделение естественно-исторических этапов развития природного комплекса, б) цепная литолого-генетическая увязка маркирующих горизонтов по профилю, в) обобщение литологических характеристик. Использование совокупности этих критериев, дополняющих и контролирующих друг друга, позволяет наметить сходные палеогеографические этапы литогенеза в опорных страторайонах и на этой основе провести сопоставление самих геологических тел. В свою очередь закономерности вещественного состава служат основанием для выделения стратиграфических и палеогеографических рубежей.

Наряду с ритмо-стратиграфическим принципом, пользующимся заслуженным авторитетом при дальнейшей корреляции, предложена стратегия принципиально нового конструктивного решения проблемы межрегиональной литологической корреляции на базе системного литологического исследования, а именно – с помощью прогностического литолого-палеогеографического районирования территории с целью выявления пространственных трендов закономерной изменчивости состава питающих и терригенно-минералогических провинций. Выделенные на карте Русской равнины 42 литорайона [Судакова, 1990; Sudakova et al., 1995; Андреичева и др., 1997] отражают сбалансированное влияние на вещественный состав отложений конкретных удаленных, транзитных и местных питающих провинций. Карта программирует ожидаемые тенденции пространственной изменчивости состава отложений, способствует оптимизации общей корреляционной стратегии, установлению закономерных и отсеvu случайных изменений показателей. Таким образом, осуществляется литологический контроль над достоверностью дальних и ближних корреляций маркирующих горизонтов.

В соответствии с принятым руководящим методическим принципом учета триединства питающих провинций введены принципы и правила субширотной и субмеридиональной корреляции, реализуемые с помощью предлагаемой корреляционной формулы интеграции вещественной квоты из удаленных, транзитных и местных питающих провинций [Судакова, 2008]. Композиционная формула такой литосуммы выражает адресные региональные особенности минерального спектра в зависимости от конкретной палеогеографической и геологической обстановки.

Из анализа карты литорайонов древнеледниковой области, которая регламентирует литологическую сопоставимость отложений, следует, что межрегиональная литологическая корреляция правомерна, но при условии соблюдения вводимых правил. При субмеридиональной корреляции (по ходу

движения потоков вещества) необходимо придерживаться правила односекторности и не переходить барьерных ледораздельных зон, при этом принимая во внимание радиальную зональность геологической деятельности ледника и ареальную зональность экзотических компонентов в дистальном направлении. Субширотная корреляция предусматривает учет посекторной изменчивости эрратического транзитного материала. При выборе корреляционного профиля рекомендуется также избегать многократного пересечения контуров геологических полей местных питающих провинций. В пределах опорной площади каждого из выделенных литорайонов с однородной структурой питающих провинций возможна беспрепятственная корреляция в любом направлении. При стратиграфических и палеогеографических построениях надлежит руководствоваться принятыми установками.

Предлагаемая оптимизация программы литологической корреляции – регламентация стратегии и тактики с обоснованием объективных возможностей и ограничений комплексного литологического метода – приобретает важное научное и практическое значение, т.к. позволяет избежать возможных ошибок при сопоставлении и интерпретации данных.

Особенности пространственного разнообразия и эволюции плейстоценового литогенеза можно показать на примере таких феноменов зонального типа как ледниковый и перигляциальный комплексы и интразонального аллювиального, являющихся наиболее благоприятными объектами для установления ритмики палеогеографических событий. В связи со специфической дифференциацией материала на фациально-генетическом уровне формирование пространственно-временных закономерностей состава в каждом генетическом типе отложений проявляется по-разному: например, в моренах через структуру и динамику ледника, а в аллювии через русловой процесс в зависимости от строения бассейна. Если для установления источников сноса склоновых отложений достаточно обследовать ограниченную территорию от водораздела до подножья склона, то для аллювия – продукта сложной интеграции материала – необходимо исследовать потоки вещества на значительной площади речного бассейна. Для ледниковой формации с этой же целью требуется охват обширного ареала, занимаемого удаленными, транзитными и местными питающими провинциями.

Вещественный состав **ледниковых отложений**, отличающийся наибольшей преемственностью и зависимостью от состава исходных пород, содержит ценную информацию для гляциологических реконструкций структуры и динамики ледниковых потоков, центров оледенений, характера ледниковой ритмики. В результате систематизации и обобщения представительно-аналитического материала в древнеледниковой области Русской равнины установлены важнейшие закономерности территориальной изменчивости минералого-петрографического состава морен: секторность представителей удаленных и транзитных питающих провинций, радиальная зональность экзотических компонентов удаленного сноса и геологическая провинциальность местного материала [Судакова, 1990]. Отмеченные особенности согласуются с радиальной структурой ледникового покрова, с деятельностью потоков, с характером подстилающего рельефа, с составом пород осваиваемых питающих провинций.

На основе выявленных закономерностей определены наиболее инфор-

мативные корреляционные признаки строения и состава отложений. Так, например, для московской морены Русской равнины в широтном направлении с запада на восток четко выражена тенденция изменения количественных показателей экзотических компонентов при переходе из сферы влияния Ладожского ледникового потока к Онежскому, а затем к Беломорскому и Поморскому [Андреичева и др., 1997]. В этом направлении закономерно уменьшается доля граната (от 30 до 15%), которым обогащены коренные породы Приладожского сектора Балтийского щита. В обратной пропорции увеличивается примесь эпидота (от 2-3 до 30-40%), связанного с Тимано-Уральской областью сноса.

Отмеченное посекторное распределение минералов удаленной питающей провинции в составе морен напрямую связано с особенностями потоковой структуры ледникового покрова. Изменения минералогического спектра морен прослеживаются и вдоль движения ледниковых потоков. Зонально в дистальном направлении снижается содержание таких экзотических и транзитных компонентов, как роговая обманка и гранат [Рухина, 1973 и др.]. Особенности провинциальной площадной изменчивости состава морен предопределены спецификой местных питающих провинций и проявляются в очаговой повышенной концентрации определенных акцессорных минералов - спутников местных подстилающих пород. Установленные закономерности пространственной изменчивости вещественного состава ледниковых отложений вносят существенные коррективы в палеогляциологические построения.

Наряду с пространственным разнообразием состава морен при корреляции следует принимать во внимание возрастные тенденции трансформации минералого-петрографических спектров. Изменения количественных пропорций компонентов в разновозрастных моренах обусловлены, как правило, плановой передислокацией радиальной структуры ледниковых потоков во времени и ответной перестройкой питающих провинций. Направленные преобразования состава вверх по разрезу свидетельствуют об ослаблении во времени его связи с подстилающим субстратом в результате последовательного многослойного его экранирования более молодыми напластованиями (см. рис. 1.3). Направленные, во времени необратимые изменения спектров разновозрастных морен, выражаются в нарастании экзотичности и полимиктовости состава за счет притока дальнепринесенных неустойчивых компонентов. Последствием этого процесса является подавление наследственных признаков и усиление типологических особенностей спектров.

Анализ особенностей строения и специфического состава **лессовидных суглинков** ледниковых районов Русской равнины имеет важное палеогеографическое значение. Являясь продуктом определенного климата и обладая зонально-географической природой, лессовые породы ледниковых районов тесно связаны с перигляциальным литогенезом. Особого внимания заслуживает выяснение достаточно дискуссионного вопроса их генезиса, условий формирования и возраста.

Проведенное детальное изучение лёссовых пород в различных областях [Разрезы..., 1973, 1976, 1977; Новейшие отложения..., 2004 и др.] показывает, что решение актуальной проблемы происхождения покровных лёссовидных суглинков перигляциальной формации и возрастного расчленения горизонтов возможно только на основе тщательного анализа их вещественного состава,

расшифровки механизма ассимиляции, транспортировки, сортировки и преобразования материала, а также установления особенностей строения и условий залегания в соответствии с геоморфологической приуроченностью. К примеру, в Ярославском Поволжье покровные лёссовидные суглинки на озерных террасах по комплексу признаков обоснованно расчленяются на разновозрастные генерации позднемосковского, ранневалдайского и поздневалдайского времени.

Помимо ярусного строения убедительным доводом в пользу разновозрастности этих толщ, а следовательно, и периодичности лёссонакопления, служат выявленные устойчивые различия гранулометрических и минералогических показателей. Наличие таких характерных признаков как: низкая карбонатность, значительная глинистость, криогенные текстуры, высокая пылеватость, проявление слоистости и микрослоистости при фациальной неоднородности осадка в сочетании с установленными условиями залегания и строения – позволяют отдать предпочтение преимущественно водному происхождению широко распространенных в регионе лёссовидных суглинков, формировавшихся в перигляциальных условиях.

С помощью комплексного минералогического анализа лёссовидных суглинков в долине р. Алдан удалось внести определенную ясность в проблему их возрастного расчленения и происхождения. Установлены существенные различия в составе суглинков, венчающих 80-, 50-, 30- и 20-метровую террасы, что в совокупности с другими данными сопряженного палеогеографического анализа опровергает одновозрастность так называемого «лёссового покрова». Минералогические спектры каждой террасы специфичны и направленно изменяются с их возрастом.

Предложенная аллювиально-мерзлотная гипотеза формирования суглинистых горизонтов, в противовес золовой, хорошо объясняет распределение гран- и минсостава по разновысотным уровням террас, согласуясь с условиями залегания, строением и возрастом слоев [Разрез..., 1973].

Анализ вещественного состава **аллювия** позволяет рассматривать его минералогические комплексы зависимыми от природных условий, поскольку они четко отражают черты зонального различия и одновременно определенную эволюцию состава в течение четвертичных эпох террасообразования. Наряду с поступательным развитием минералогических спектров, удастся подметить ряд крупных ритмов минералообразования, которые соответствуют периодическим колебаниям палеоклимата.

Как показывают региональные комплексные исследования в речных долинах Восточной Сибири, Забайкалья и Дальнего Востока [Судакова, 1966; Разрез..., 1973 и др.], вещественный состав обнаруживает признаки зональности, связанные с изменениями ландшафтно-климатической обстановки. При всей региональной индивидуальности минеральный состав аллювия четвертичных террас Зеи, Алдана, Илама и др. рек фиксирует общие крупные перегруппировки терригенных, новообразованных и глинистых компонентов, которые отвечают климатическим ритмам. Выявленная трансформация минералогического состава аллювия открывает возможность широкого его использования как в стратиграфических, так и палеогеографических целях.

1.6. Условия палеогеографической эффективности и значение комплексного литологического анализа

Палеогеографические региональные исследования выявляют существенный вклад комплексного литологического анализа в решение актуальных стратиграфических и палеогеографических задач, касающихся стратиграфического расчленения, распознавания и корреляции разновозрастных комплексов отложений, их генетической идентификации, оценки геологической наследственности, палеогеографической обусловленности. Особенно показательно достижения литологических методов в расследовании источников сноса и транзита потоков вещества с последующей реконструкцией структуры и динамики литосистем. Следовательно, предназначение комплексного литологического анализа — одного из основополагающих методов палеогеографических реконструкций — не исчерпывается изучением сугубо литологических проблем, поскольку от грамотного литологического изучения разреза отложений в значительной мере зависит достоверность интерпретации данных других методов палеогеографических реконструкций.

При подведении итогов оптимизации комплексного литологического анализа выделим ряд принципиально важных положений теории, методологии и методической практики.

а) В развитие теоретического фундамента литологии разработана оригинальная *палеогеографическая концепция* формирования закономерностей литогенеза, которая воплощает идею сбалансированного влияния на состав системообразующих факторов: ландшафтно-географических, фациально-генетических, провинциально-геологических. Согласно палеогеографической концепции, многовекторные литосистемы закономерно развиваются в пространстве и одновременно во времени как единое целое. Как показали масштабные исследования, эти тренды четко проявляются в составе отложений и поддаются учету, подтверждая Марковскую парадигму пространственно-временного развития природного комплекса, включая литогенную основу. Применение палеогеографической концепции литогенеза на практике дает очевидные преимущества для более достоверной и эффективной интерпретации данных комплексного анализа и способствует необходимой корректировке стратиграфических и корреляционных построений.

Дальнейшее развитие получили наиболее востребованные три ведущие *направления* литологических исследований: 1) изучение климатически обусловленных зональных типов литогенеза; 2) дешифрирование фациально-генетической обстановки литогенеза, 3) оценка влияния на состав комплексных питающих провинций. В этой связи учение о генетических типах отложений обогатилось созданием структурных и динамических моделей: ископаемой фации и разнотипических литосистем, которые наиболее полно и выразительно отражают закономерности плейстоценового литогенеза. В ракурсе учения о питающих провинциях подверглась ревизии роль комплексной питающей провинции — мощного фактора формирования вещественного состава осадков. б) Намечены пути рационализации методологических подходов. Перспективное развитие комплексного литологического анализа тесно связано с внедрением универсального системного подхода. Системный палеогеографический анализ открывает новые возможности для установления про-

пространственных и временных трендов развития сложных палеогеосистем. На основе системного подхода разработана стратегия комплексного литологического исследования. Найдено конструктивное решение проблемы межрегиональной литологической корреляции горизонтов путем системного анализа пространственных закономерностей формирования состава отложений с помощью прогнозного литолого-палеогеографического районирования территории. Конкретизирован вещественный вклад удаленных, транзитных и местных питающих провинций. Предложен алгоритм расшифровки их долевого участия на основе целевого районирования территории по типу питающих провинций.

в) Подлежит усовершенствованию *методический аппарат*, располагающий внушительным арсеналом самостоятельных и вспомогательных методов, предназначенных для наиболее полного раскрытия закономерностей литогенеза в целях диагностики, реконструкции и корреляции палеогеографических событий. Для достижения реальных результатов литологического исследования наряду с познанием закономерностей формирования литогенной основы важную роль играет корректное исполнение самого литологического анализа на всех этапах работы. Обращается внимание на сложную структуру многоцелевого литологического анализа и взаимосвязи между методами, что отражено на представленной структурной модели (см. рис. 1.4). При этом важное значение приобретает выверенное рациональное комплексирование привлекаемых методов, обладающих разнообразной информативностью при решении поставленных задач.

Оценка современного состояния комплексного литологического метода, вобравшего в себя богатый коллективный опыт изучения разнообразных литосистем, убеждает в целесообразности дальнейшего совершенствования и унификации методических мероприятий. В настоящее время назрела необходимость создания единого кодекса узаконенных методических установок. Такой систематизированный свод обязательных для исполнения методических указаний, в котором были бы прописаны рекомендации по различным аспектам комплексного литологического анализа, включающим теоретические основы, методологические подходы, рациональную стратегию исследования, обоснованные методические решения проблем, – принципиально важен и востребован практикой. С единых позиций должен быть регламентирован сложный многоуровневый процесс, предусматривающий: грамотное планирование опробования разрезов, рациональное аналитическое производство, корректную расшифровку репрезентативных данных с предварительной оценкой объективных возможностей и оправданных ограничений применяемых методов. В *литологическом кодексе методических указаний*, составленном на основе обобщения массового аналитического материала с использованием инновационных разработок, найдет отражение надлежащий уровень существующих реалий комплексного литологического анализа. Сведение воедино методических предписаний создаст благоприятную почву для упорядочивания методического алгоритма на всех этапах производства, обеспечит возможность извлечения сопоставимых данных, застрахованных от случайных ошибок интерпретации. Узаконивание подобной стандартизации литологического метода способствует корректной интерпретации данных, достоверности выводов, надежности построений, а в конечном итоге – признанию

обоснованной правомерности палеогеографических реконструкций на литологической основе.

Итак, в результате тщательной ревизии имеющихся материалов получены убедительные доказательства достаточно широкой информативности методов комплексного литологического анализа. На основе внедрения прогрессивной системной методологии и усовершенствования методик удастся установить и расшифровать пространственно-временные закономерности развития литосистем, которые показаны на примере изучения ледниковой и перигляциальной формации, аллювиального комплекса отложений.

Всестороннее исследование особенностей проведения комплексного литологического анализа, включая критическую оценку теоретических постулатов, методологических инноваций и методических установок, служит основанием для уточнения *условий наибольшей эффективности палеогеографических реконструкций*. Для её достижения предусмотрена целая система мероприятий и рекомендаций:

1) Освоение прогрессивного теоретического базиса палеогеографии и литологии с опорой на выверенные знания по конкретным региональным объектам исследования.

2) Системный палеогеографический подход на всех этапах исследования, включая инновации по моделированию и целевому литолого-палеогеографическому районированию.

3) Выбор научно-обоснованной стратегии и методической специализации по отраслевым направлениям исследования в соответствии с задачами палеогеографических реконструкций.

4) Рациональное сопряжение информативных общих и частных литологических методов и показателей.

5) Формирование алгоритма методического решения и принятие соответствующего регламента методических процедур.

6) Унификация методических приемов, следование единым руководящим принципам литологической сопоставимости, строгий отбор для обобщений репрезентативных аналитических данных и статистически надежных параметров.

Таким образом, корректное соблюдение совокупности обоснованных методических предписаний создает надежный научно-методический каркас комплексной литологической методики. Сплав теории, методологии и комплексной методики – взаимосвязанные звенья одной цепи – совместно способен раскрыть сложные пространственно-временные закономерности развития литосистем и палеогеографических событий. Четкое исполнение выдвигаемых требований – главное условие эффективности проводимого исследования. Комплексный литологический анализ, вооруженный системной методологией, служит полноценным самостоятельным методом палеогеографических реконструкций и корреляций. Благодаря достигнутой результативности он приобретает важное научно-методическое, а также практическое значение в связи с возможностью оценки геоэкологической устойчивости литогенной основы.

ЛИТЕРАТУРА

Андреичева Л. Н., Немцова Г. М., Судакова Н. Г. Среднеплейстоценовые морены Севера и Центра Русской равнины. Екатеринбург, 1997. 83 с.

Батуринов В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 335 с.

- Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
- Горецкий Г. И. Особенности палеопотамологии ледниковых областей. Минск, 1980. 288 с.
- Добровольский В. В. Гипергенез четвертичного периода. М., 1966. 237 с.
- Карпухин С. С. Геоинформационный подход к палеогеографическому мониторингу эволюции природных и природно-хозяйственных систем // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Географический факультет МГУ, 2008. С. 212-223.
- Карпухин С. С., Судакова Н. Г. Палеогеографическая модель развития морфолитосистем // Новые и традиционные идеи в геоморфологии. V Шукинские чтения. Труды. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. С. 429-432.
- Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М.: Высшая школа, 1971. 367 с.
- Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 235 с.
- Лаврушин Ю. А., Ренгартен Н. В. Основные черты ледового типа литогенеза // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 6. С. 21-32.
- Марков К. К. Палеогеография. М.: Изд-во Московского ун-та, 1960. 268 с.
- Марков К. К. Воспоминания и размышления географа. М.: Изд-во Московского ун-та, 1973. 117 с.
- Разрез новейших отложений Мамонтова Гора. /Под ред. акад. К. К. Маркова. М.: Изд-во Московского ун-та, 1973. 198 с.
- Разрезы отложений ледниковых районов Центра Русской равнины / Под ред. акад. К.К. Маркова. М.: Изд-во Московского ун-та, 1977. 198 с.
- Ренгартен Н. В. Критерии реконструкции климата антропогена. Автореф. докт. дисс. М., 1971. 52 с.
- Руководство по изучению новейших отложений. Второе издание. М.: Изд-во Московского ун-та, 1987. 237 с.
- Рухина Е. В. Литология ледниковых отложений. Л.: Недра, 1973. 176 с.
- Симонов Ю. Г., Конищев В. Н., Лукашов А. А., Мысливец В. И., Никифоров Л. Г., Рычагов Г. И. Учение о морфолитогенезе и его место в географической науке // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. 1998. №4. С. 41-54.
- Симонов Ю. Г., Судакова Н. Г., Карпухин С. С., Симонова Т. Ю. Геоинформационный анализ в исследовании палеогеографических систем // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2007. №2. С. 11-15.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Судакова Н. Г. К методике изучения минералогических комплексов четвертичного аллювия в различных климатически условиях осадконакопления и гипергенеза // Современный и четвертичный континентальный литогенез. М.: Наука, 1966. С. 176-189.
- Судакова Н. Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 159 с.
- Судакова Н. Г. Актуальные вопросы межрегиональной корреляции ледниковых горизонтов. Литологическая концепция // Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода. М., 2008. № 68. С. 50-58.
- Судакова Н. Г. Реализация программы межрегиональной корреляции новейших отложений в свете новой палеогеографической концепции литогенеза // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Географический факультет МГУ, 2008. С. 34-44.
- Судакова Н. Г., Введенская А. И., Воскресенская Т. Н., Крамаренко Г. Н., Немцова Г. М. Применение литологического анализа в палеогеографических целях // Итоги науки и техники. Палеогеография. Т. 4. М.: Изд-во ВИНТИ, 1987. 186 с.
- Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований // Тр. ГИН АН СССР. 1966. Вып. 161. 239 с.
- Sudakova N. G., Nemtsova G. M., Andreicheva L. N., Lobanov A. I. et al. Russia / Glacial deposits in North-East Europe. A.A. Balkema / Rotterdam / Brookfield. 1995. P. 151-194.

2. ПАЛЕОПЕДОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД

2.1. Сущность метода

В системе методов сопряженного палеогеографического анализа, способных осуществить с различной степенью детальности и достоверности реконструкцию основных компонентов древних ландшафтов, важное место занимает палеопедологический метод исследования, концептуальной базой которого являются докучаевские концепции: субстантивно-генетическая концепция почвы и почвенного покрова, концепция факторов почвообразования, концепция почвенной зональности. Особая роль палеопочв - наиболее ярких палеогеографических явлений плейстоцена, в правильном толковании развития и динамики природной среды объясняется способностью их к “зеркальному” отражению факторов географической среды [Докучаев, 1904] в его современном динамическом понимании. Это обусловлено существованием “почвы-памяти” [Герасимов, 1983; Соколов, Таргульян, 1976; Таргульян, 2005, 2008], способной накапливать и хранить информацию о продолжительных отрезках существования, развития и эволюции природной среды в совокупности устойчивых и консервативных свойств почвенного профиля и процессов педогенеза, сущность проявления которых изменялась на протяжении их развития в межледниковые и интерстадиальные эпохи плейстоцена. Утратив естественную динамику и способность регенерации своих характерных свойств, они в большинстве случаев представляют собой полиморфные, стабильно закрепленные образования. В отличие от лабильных компонентов природы они не способны мигрировать вслед за изменяющимися или сменяющимися факторами педогенеза. Известное выражение В.В. Докучаева «почва - зеркало ландшафта», так же как известная почвенно-генетическая триада «факторы→процессы→свойства» [Герасимов, 1973], по существу формулировали именно эту особенность палеопочв. Начиная с работ К.Д. Глинки [1932], палеопочвы трактовались как отражения, «отпечатки» бывших природных и природно-антропогенных обстановок и процессов.

Одной из проблем, тесно связанной с возможностью использования ископаемых почв при палеогеографических реконструкциях и корреляциях природной среды, является проблема “отражательной способности” почвы по отношению к былым факторам педогенеза. Она выявилась при рассмотрении “отражательной способности” современных почв, при сопоставлении представления о почве как естественноисторическом теле - результате длительного педогенеза, и представления о почве как о “зеркале” ландшафта. При этом оказалось, что представление о способности почвы к быстрому и адекватному отражению сегодняшних условий педогенеза входит в определенное противоречие с представлениями о необходимости длительных периодов для развития почвенного профиля, суммарно отражающего воздействие факторов среды на протяжении длительного этапа почвообразования. Взаимоотношения факторов, процессов и отражающих их свойств оказалось значительно сложнее формулы «почва – зеркало ландшафта». Выяснилось, что «отражение» ландшафта (климата и биоты) в палеопочвах является не вполне зеркальным, а происходит по более сложным законам запоминания и записи ин-

формации. Изучение плейстоценовых почв, вносящих свою лепту в решение этой проблемы, показало, что палеопочвы с хорошо дифференцированным на горизонты профилем в большинстве своем обладают способностью к многослойному характеру отражения длительно действующей (тысячи и десятки тысяч лет) совокупности факторов и процессов педогенеза, с учетом истории развития почвенного профиля и природной среды в целом в устойчивых признаках почвенной памяти [Память почв..., 2008].

В отличие от современных (голоценовых) почв, плейстоценовые почвы содержат информацию не только о разновременно протекавших процессах педогенеза, но и признаки трансформации их в периоды похолоданий, предшествующих наступлению ледников. Наряду с этим они несут важную информацию о длительных периодах тектонического покоя территории, о перерыве или резком замедлении на ней процессов денудации и о развитии на ней зрелых экосистем и ландшафтных покровов [Шанцер, 1966; Петров, 1967; Reding, 1996; Retallak, 2001 и др.] Этим объясняется их значимость для палеогеографии, дальнейшего развития фундаментальной базы генетического почвоведения, а также пристальное внимание к палеопедологии.

Современное представление об ископаемых почвах плейстоцена сложилось в результате исследования нескольких поколений отечественных и зарубежных ученых. Библиография трудов, посвященных палеопедологии, свидетельствует о большом интересе к проблеме ископаемых почв, не только как важного объекта изучения истории природы плейстоцена, а также значимого объекта для решения общих стратиграфических и хронологических вопросов, в особенности для областей лёссовнакопления. В настоящее время палеопочвенные исследования активно и плодотворно проводятся в России, странах СНГ и за рубежом. Наибольшие успехи в развитии палеопочвоведения как одного из ведущих научных направлений в палеогеографии плейстоцена достигнуты при изучении Восточно-Европейской равнины (А.А. Величко, М.Ф. Веклич, Т.Д. Морозова, Н.А. Сиренко, О.А. Чичагова, В.П. Ударцев, С.А. Сычева, А.И. Цацкин, Л.А. Гугалинская, Ж.Н. Матвишина, Н.А. Герасименко, К.Г. Длусский, Н.И. Глушанкова и др.).

В развитии теоретических и методических основ палеопедологии, как исторической ветви современного почвоведения, особое значение имели работы К.Д. Глинки, И.П. Герасимова, М.А. Глазовской, В. Кубиены и их учеников. Важнейшая роль в развитии теоретических основ палеопедологии, определивших дальнейшее направление в развитии исследований палеопочв, по праву принадлежит И.П. Герасимову, который, будучи одновременно палеогеографом и почвоведом, смог оценить возможности палеопедологического метода с учетом всех сложностей исследования ископаемых почв – объекта, к которому нельзя подходить с теми приемами, которые используются при изучении дневных (голоценовых) почв.

На всех этапах развития палеопедологии в разработке проблемы ископаемых почв ведущая роль отводилась восстановлению первоначального строения, морфогенетических признаков в хорошо сохранившихся профилях; в свойствах, отражающих процессы и факторы почвообразования периода их формирования как основы реконструкции древнего педогенеза (Т.Д. Морозова, Н.А. Сиренко, Л.А. Гугалинская, С.А. Сычева, А.И. Цацкин, В.С. Зыкина, Н.И. Глушанкова и др.).

Отсутствие универсальных методических подходов к изучению ископаемых почв и самих процессов педогенеза привело к разнообразию применяемых методов, среди которых традиционные методы генетического почвоведения – морфогенетический и аналитический – все еще доминируют, но используются в определенной модификации в силу специфичности изучаемого объекта, в сочетании с комплексом литолого-стратиграфических методов четвертичной геологии. Применение специально разработанной методики, включающей комплекс методов, обеспечивающих глубокое и всестороннее изучение палеопочв, как собственно почвенных образований, а также как специфических объектов, испытавших влияние фоссилизации, позволило выявить основные диагностические показатели и определить генетическую природу почв, составлявших основной фон почвенных покровов в разновозрастные эпохи плейстоцена.

Методологической основой генетической диагностики полнопрофильных почв явилась концепция элементарных почвенных процессов (ЭПП), слагающих сложный процесс педогенеза, заметный вклад в разработку которой внесли И.П. Герасимов и М.А. Глазовская [1960], И.П. Герасимов [1973]. Использование концепции ЭПП оказалось весьма плодотворным для познания генетической сущности как отдельных стадий развития почв во времени, так и расшифровки временной последовательности становления и изменения почвенных свойств и формирующих их ЭПП в сложно построенных профилях в меняющейся природной среде. Это позволило объективно, и что не менее значимо, эффективно сочетать аналитический (по свойствам) и синтетический (по генезису) подходы к разновозрастным почвам, при обязательном соблюдении принципа хронокоррекции почвообразовательного потенциала среды [Геннадиев, 1990], с учетом элементарных эпигенетических процессов [Касимов, 1988]. При диагностике признаков основных ЭПП (гумусообразование, глинообразование, лессиваж, оподзоливание, оглеение, выщелачивание и др.) и их сочетаний в палеопочвах используется схема, включающая: биогенно-аккумулятивные, гидрогенно-аккумулятивные, метаморфические, элювиальные, иллювиально-аккумулятивные, педотурбационные ЭПП [Розанов, 1988]. Расшифровка факторно-процессной информации, записанной в палеопочвах, согласно неодокучаевской формуле почвообразования, производится: от наблюдаемых свойств к ЭПП, от ЭПП к процессам функционирования почвенной системы и далее к факторам почвообразования, т.е. к реконструкции природной обстановки на протяжении всего периода почвообразования.

Большое значение для развития генетического направления в палеопедологии имели специальные исследования органического вещества ископаемых почв (И.В. Тюрин, Р.С. Ильин, О.А. Чичагова, Т.Д. Морозова, Н.И. Глушанкова, Д.С. Орлов, О.Н. Бирюкова, М.И. Дергачева и др.); разработка микроморфологического метода (Т.Д. Морозова, Ж.Н. Матвишина, С.В. Губин, С.А. Шоба и др.); изучение процессов криогенеза (А.И. Москвитин, А.А. Величко, В.В. Бердников, Л.А. Гугалинская, В.П. Нечаев и др.). В настоящее время на основе палеопочвенных исследований проводятся обобщения и теоретические разработки, касающиеся проблем формирования, устойчивости к стиранию, способности к наследованию почвенных признаков (И.А. Соколов, В.О. Таргульян), проблем почвенной памяти, саморазвития и эволюции почв

(В.О. Таргульян, Н.А. Караваева, А.Л. Александровский, С.В. Горячкин и др.).

Главными показателями диагностирования генетической природы плейстоценовых почв, являются:

1) строение почвенного профиля (совокупность взаимообусловленных и генетически связанных друг с другом горизонтов, отражающих в конкретной и, вместе с тем, обобщающей форме наиболее важные особенности почвообразовательного процесса, свойственного определенному генетическому типу почв) – результата законченного (в отличие от голоценового) почвообразования одного теплого климатического цикла (межледникового, межстадиального), содержащего многосложную информацию как о древнем педогенезе, так и о природных событиях, характерных для заключительной стадии развития почв при переходе к холодным ледниковым эпохам, о процессах диагенеза. Это составляет основу полевой диагностики почв;

2) особенности распределения устойчивых компонентов вещественного состава в генетических горизонтах профиля;

3) сочетание устойчивых признаков микростроения в генетических горизонтах и по профилю;

4) особенности гумусного состояния отдельных горизонтов и профиля в целом (тип гумуса, оптические свойства и элементный состав гуминовых кислот) при учете значительной трансформации органического вещества в процессе фоссилизации.

При решении вопросов генетической, палеогеографической, хроностратиграфической и корреляционной информативности выявлена перспективность диагностирования почв оптимальных стадий развития, синтезирующих в себе максимум наиболее устойчивых (консервативных) признаков исходных педогенных процессов, протекавших на протяжении всех природно-климатических фаз межледникового цикла. В отличие от них, признаки, заключенные в начальных и заключительных стадиях педогенеза, являются унаследованными и отражают другие, более холодные условия.

2.2. Некоторые особенности палеопедологического метода

Современное почвообразование отражает лишь одну из фаз длительной и сложной эволюции природной среды. Поэтому возникает настоятельная необходимость при этом конкретных знаний о закономерностях развития почвообразования в прошлом. История развития плейстоценовых почв и процессов педогенеза известна к настоящему времени несколько хуже истории других природных компонентов. Это объясняется относительной молодостью палеопедологического метода. В палеогеографии он стал использоваться значительно позже палеоботанического, палеофаунистического методов, насчитывающих более чем вековую историю изучения и заслуживших вполне обоснованную репутацию надежных палеогеографических методов.

Предметом палеопедологического метода являются:

1) древние ископаемые почвы, захороненные на той или иной глубине в толще геологических осадков;

2) древние реликтовые или остаточные свойства или образования в толще современных почв. Присутствие их дает основание рассматривать почву как гетерохронную или полициклическую систему. Реликтовые (оста-

точные) свойства указывают, что почва пережила перед последним циклом своего развития также и более древние циклы, отличные от современного;

3) геологические продукты разрушения и переотложения современных и древних почв (седименты), сохранившие в той или иной степени свойства, приобретенные в процессе почвообразования (педолиты).

Основной отличительной особенностью палеопедологического метода, определяющей всесторонний и комплексный подход, является то, что с его помощью изучается не сам процесс древнего педогенеза в его развитии и взаимосвязи с существующими природно-климатическими условиями, что является основополагающим при исследовании современных почв, а лишь сохранившиеся к настоящему времени следы, нашедшие отражение в ряде признаков и свойств ископаемых почв, в значительной степени измененных диагенетическими (педометаморфическими, по И.П. Герасимову) процессами. Отсюда большое значение имеет выделение устойчивых, мало изменяющихся при диагенетическом воздействии, признаков палеопочв. В связи с этим возникает ряд трудностей, основными из которых являются следующие:

1) недостаточная полная сохранность генетических профилей ископаемых почв и присущих им изначальных свойств;

2) почти полное отсутствие сведений о ранее существовавших факторах почвообразования, что исключает применение метода сопряженного изучения почв и факторов почвообразования;

3) вторичные преобразования, которые испытывают древние почвы после захоронения под влиянием процессов выветривания и внутри грунтового метаморфизма, в значительной степени преобразующие их первоначальный облик и способствующие появлению в профиле ископаемых почв несвойственных им признаков;

4) отсутствие или почти полное отсутствие аналогов в современном почвенном покрове, в частности для почв интерстадиальных эпох;

5) трудности исследования ископаемых почв по площади из-за ограниченного количества естественных обнажений, доступных для изучения;

6) наличие в большинстве случаев сложных полигенетических профилей палеопочв (педокомплексов), отражающих неоднократную смену климата и биоты, являющихся результатом их более длительной истории развития, по сравнению с современными почвами.

Наиболее полная и достоверная информация о древнем педогенезе, структуре почвенного покрова, контрастности и пространственной неоднородности была получена в разрезах ископаемых почв, заложенных на междуречных пространствах, пологих водораздельных склонах и древних террасах. В них были вскрыты зрелые, полно профильные почвы климатических оптимумов межледниковых эпох, в большинстве случаев отражающих в строении профиля характерные черты разновозрастного почвообразования и присущие им индивидуальные морфотипические признаки, по комплексу которых они достаточно четко различаются не только в одном разрезе, но и прослеживаются на значительные расстояния, являясь маркирующими горизонтами отдельных геохронологических этапов плейстоцена. Это позволяет использовать их для стратиграфического расчленения лессовых толщ и синхронизации их горизонтов в удаленных друг от друга разрезах и регионах. Необходимо заметить, что понятие морфотипический признак синтетическое и

включает, помимо морфологических признаков почвенных профилей, также генетические типы и мощности перекрывающих и подстилающих пород, характерные деформации и вторичные изменения почв и лессов. Полученные при этом диагностико - морфогенетические характеристики служат основой для экстраполяции результатов последующего аналитического изучения. Такие почвы, развитые в условиях автономных ландшафтов, составляют основу палеопедологических реконструкций.

В отличие от них палеопочвы, сформированные на склонах, в их средних и нижних частях, в зоне повышенной аккумуляции осадков, имеют иное строение и часто состоят из неполно развитых профилей и педоседиментов. Возможности использования их в хроностратиграфических, корреляционных и палеогеографических реконструкциях ограничены. Тем не менее, исследование их необходимо, поскольку они отражают особые геоморфологические условия формирования почв в геохимически подчиненных ландшафтах. Они дополняют картину строения почвенного покрова и особенностей древнего педогенеза. На необходимость изучения сочетания почв в различных условиях рельефа, с целью установления пространственного варьирования древних почв, оценки генетических связей между компонентами палеопочвенных комбинаций в структуре плейстоценового почвенного покрова указывают многие отечественные и зарубежные исследователи (И.П. Герасимов, М.А. Глазовская, Ю.А. Ливеровский, Valentyne и др.).

При детальном морфогенетическом изучении палеопочв особое внимание обращается на степень сохранности и различные формы нарушений, вызванных многими причинами, в частности, криогенным педометаморфизмом, процессами усыхания и др. В результате было установлено, что наибольшая сохранность первоначального состава и свойств отмечается в палеопочвах, погребенных под толщей лёссов и лёссовидных суглинков. Преимущественно субаэральные условия фоссилизации почв лёссовым покровом в холодном и сухом климате ледниковых эпох, при глубоком уровне грунтовых вод, создавали для этого оптимальные условия.

В палеопочвах, погребенных под ледниковыми отложениями, сохранность изначального строения генетического профиля гораздо хуже. Педометаморфизм ископаемых почв ледниковых районов отражает влияние процессов, связанных с оледенением – промораживанием и промачиванием флювиогляциальными водами залегающих ниже толщ, включающих ископаемые почвы. Эти процессы создавали условия для педометаморфического оглеения, выщелачивания солей, а также механического уничтожения горизонтов палеопочв. В большинстве случаев они утрачивают первоначальную окраску, насыщаются железистыми новообразованиями. Почвенная масса приобретает пятнистый характер вторично глеевых горизонтов из-за неоформленных скоплений гидроокиси железа и ортштейнов. Показанные вторичные изменения в максимальной степени проявляются в верхних горизонтах палеопочв. Сходные педометаморфические изменения наблюдаются в ископаемых почвах под действием лежащего выше уровня грунтовых вод. У края ледника вторичные процессы, обусловленные его влиянием, ослабевают. К примеру, в краевой зоне днепровского оледенения наблюдаются доднепровские почвы, которые вполне поддаются исследованию.

Педометаморфизм ископаемых почв южных приморских районов (в

частности, побережье Азовского моря) характеризуется сильным вторичным засолением всей лёссово-почвенной толщи легкорастворимыми и углекислыми солями. Это обусловлено как южным положением региона исследований, так и близостью моря. В палеопочвах здесь наблюдается уплотненность профиля, что в значительной степени скрывает их первоначальное строение. Наибольшая сохранность наблюдается в палеопочвах разрезов, удаленных на значительное расстояние от морского побережья. Но и здесь в профилях палеопочв наблюдаются блуждающие горизонты скопления карбонатов и гипса, которые, вероятно, связаны с просачиванием растворов из перекрывающих толщ осадка, а также с миграцией уровня грунтовых вод.

Первоначальный облик ископаемых почв в значительной степени изменяется под воздействием криогенного педометаморфизма, возникающего в условиях наступления холодных эпох вслед за завершением почвообразования в теплые эпохи плейстоцена. Влияние криогенных процессов проявляется в механическом нарушении и деформации почвенного покрова, в образовании специфических форм мерзлотного рельефа («пятна-медальоны», «котлы кипения»), полигональности почв. Криогенные деформации почвенного профиля возникают за счет растрескивания, перемешивания и смещения почвенных масс.

Несмотря на показанные выше особенности и сложности в палеопедологическом анализе ископаемых почв, изучение опорных разрезов плейстоцена на территории Восточно-Европейской равнины позволяет утверждать, что в большинстве случаев автоморфные палеопочвы с хорошо выраженным генетическим профилем, отвечающие каждой одной теплой эпохе почвообразования, сохраняют характерные информационные черты древнего педогенеза и свойственные ему морфогенетические (морфотипические) признаки. Изменяется лишь степень выраженности их в зависимости от возраста почв (длительности погребения), зонального и геоморфологического положения, условий фоссилизации.

2.3. Палеогеографические реконструкции почв и природной среды плейстоцена Восточно-Европейской равнины

К настоящему времени накоплен значительный материал, характеризующий природно-климатические изменения и их последовательность на протяжении последних 0,8-0,7 млн. лет. Он был получен в результате многолетних, систематических исследований опорных разрезов, расположенных в ледниково-перигляциальных и внеледниковых лёссовых провинциях Восточно-Европейской равнины, различающихся строением новейших отложений и историей палеогеографического развития. Установлено, что изменения природной среды в плейстоцене были обусловлены сменой 17 глобальных климатических событий: 9 межледниковых и интерстадиальных эпох и 8 разделяющих их оледенений или похолоданий ледникового ранга [Глушанкова, 2004, 2008].

Широкое развитие лёссовых покровов, характеризующихся определенной территориальной и возрастной неоднородностью в пределах Восточно-Европейской равнины, предопределило то важное обстоятельство, что формирование значительной части эпигенетических почвенных покровов в от-

дельные эпохи педогенеза происходило на почвообразующих породах, обладающих близкими свойствами (сходным гранулометрическим и химическим составом). Это в значительной степени способствовало эффективности и надежности интерпретации элементарных почвообразующих процессов, установлению и сопоставлению как зональных особенностей сформированных на них почв, так и сравнения морфогенетического своеобразия палеопочв и педокомплексов отдельных регионов и ископаемых почв различного возраста.

Покровное залегание лессовых пород, связанное с общими для значительной части Восточно-Европейской равнины условиями осадконакопления, наличие на изученной территории опорных разрезов, общая протяженность лессово-почвенных серий в которых достигает нескольких километров (Михайловка в бассейне Сейма, Коростелево в бассейне Дона, Коминтерн, Татарская Чишма в бассейне Средней Волги, Нижней Камы и др.) способствовало установлению катенарной комбинации почв в структуре древних почвенных покровов.

Комплексное изучение морфологии и геохимических особенностей ископаемых почв, как результата преобладающего воздействия ведущих почвообразующих процессов и их сочетаний на разных этапах их развития, показало, что межледниковые почвенные покровы, аналогично современности, формировались в условиях лесных, лесостепных и степных ландшафтов. Они составляли сложный зональный спектр почв, однако типологический состав, характер зональности и положение почвенных зон в отдельные эпохи среднего и позднего плейстоцена существенно отличались между собой и от современного состояния почвенного покрова в бассейнах Днепра, Оки, Дона, Средней Волги, Нижней Камы. Основные фазы межледникового педогенеза связаны с термическим оптимумом климатического макроцикла и соответствуют условиям близким современным или с большей теплообеспеченностью. Почвенный покров интерстадиальных эпох позднего плейстоцена отличался от современного однородностью в меридиональном направлении. Во время холодного полуцикла преобладали суровые ландшафтно-климатические условия. Они сопровождались колебаниями тепла и влаги стадиальной и интерстадиальной природы, запечатленные процессами почвообразования и седиментации. Среди них выделяются почвы, отвечающие условиям с низкой теплообеспеченностью. Формирование их сопровождалось процессами криогенеза. Интерстадиальным палеопочам, свойственным ранним гляциальным стадиям, с более высокой теплообеспеченностью, присуща пространственная однородность процессов педогенеза, среди которых преобладало гумусонакопление. В максимум холодной фазы ледниковой эпохи золовая седиментация (в пределах водоразделов и высоких террас) доминировала над почвообразованием. Происходило формирование специфических синлитогенных почв, к которым можно причислить лёссы и лёссовидные суглинки.

Ниже приводятся палеогеографические реконструкции изменений зональных типов почв в плейстоценовых ландшафтах Восточно-Европейской равнины (табл. 2.1), наглядно иллюстрирующие возможности палеопедологического метода изучения новейших отложений.

Три разновозрастные эпохи интенсивного педогенеза раннего плейстоцена Восточно-Европейской равнины охарактеризованы по материалам, полученным в бассейнах Сейма, Дона, Нижней Камы. Геологический возраст почв надежно определен тираспольской микротериофауной, извлеченной

Таблица 2.1. Реконструкции изменений зональных типов палеопочв в плейстоценовых ландшафтах Восточно-Европейской равнины

Возраст тыс. лет (по Величко, 1997; Болиховской, Молодкову, 2000)	Эпохи педогенеза	Плейстоценовый почвенный покров. Возможные современные аналоги палеопочв и ареалы их распространения	Палеоландшафтные зоны	ИКС
~ 45-25	Брянский (дунаевский) интерстадиал. Брянская почва.	Мерзотно-глеевые, тундрово-глеевые, дерново-мерзотно-глеевые. Центральная Якутия.	Тундрово-степные, лесотундровые, открытые перигляциальные	
~ 65-54	Верхневолжский интерстадиал. Крутицкая почва	Черноземовидные. Центральный Алтай	Безлесные с травянистым покровом холодные степные и лесостепные	3
~ 130-70	Микулинское межледниковье. Салынская почва	Лювисоли, бурые лесные лессивированные, бурые лесные псевдоглеевые, черноземовидные. Центральная и Средняя Европа	Лесные суббореального пояса, лесостепные, лугово-степные	5
~ 260-220	Роменское межледниковье (потепление). Роменская почва	Тундрово-глеевые (глеоземы), мерзотно-таежные, мерзотно-глеевые. Север Зап. Сибири	Лесные	7
~ 340-280	Каменское межледниковье. Каменская почва	Серые лесные, бурые лесные лессивированные, черноземовидные, выщелоченные черноземы. Западная и Центральная Европа	Лесные (широколиственные леса), лесостепные, степные	9
~ 455-360	Лихвинское межледниковье. Инжавинская почва	Лювисоли, псевдоглеи, элювиально-глеевые, бурые лесные лессивированные, бурые лесные, черноземовидные. Западная Европа	Лесные (хвойно-широколиственные) суббореального пояса, лесостепные, степные	11
~ 610-535	Мучапское межледниковье. Воронская почва	Бурые лесные, брүниземы, олуговелье слитые и красноцветные разности. Сев. Америка, Дальний Восток	Лесные (широколиственные с субтропическими элементами), лесостепные с участием хвойно-широколиственных лесов	15
~ 780-660	Ильинское межледниковье. Ржаксинская почва	Темноцветные луговые, лугово-лесные	Лесные (хвойно-широколиственные и широколиственные), лесостепные, степные	17

из кротовых наиболее древней почвы в бассейне Дона, а также из перекрывающих и подстилающих аллювиальных отложений в бассейне Нижней Камы [Агаджанян, Глушанкова, 1989; Маркова, 1992; Ударцев, 1980]. С началом плейстоцена сопоставляется **петропавловское** (михайловское) время, относящееся к палеомагнитной эпохе Матуяма. Соответствующие ему отложения содержат своеобразный комплекс мелких млекопитающих, переходный от таманского к тираспольскому.

В составе лессово-почвенной формации данному времени соответствует балашовская почва – наиболее древняя из изученных эпох педогенеза, исследование которой показало преобладание в ней признаков субтропического почвообразования. Основной фон в почвенном покрове этого времени на тер-

ритории бассейнов Днепра (на самом юге) и Днестра составляли палеопочвы с текстурно-дифференцированным генетическим профилем и наличием плазмы *braunlehm* в горизонте Bt, а также полигенетические красноцветные образования с признаками процессов рубефикации и ожелезнения. В это время широкое распространение имели гидроморфные ландшафты, в которых значительную роль играли процессы олуговения. Последние в сочетании с периодически возникающей аридизацией приводили к некоторой уплотненности и слитости почвенных профилей и их слабой дифференцированности.

Согласно палинологическим данным в бассейне Днестра в это время пониженные участки были заняты лесами, в которых постоянными компонентами, наряду с липой, орехом, буком, дубом, кленом и др., были кипарис, лох, сумах, виноград, маслиновые. Открытые пространства были заняты ксерофильной растительностью с преобладанием маревых, полыни и значительной примесью злаков и мезофильного разнотравья. Доминирующую роль в автономных ландшафтах северо-западного Приазовья в петропавловское межледниковье играли вязово-грабово-дубовые леса, а менее благоприятные участки занимали сосново-кедрово-пихтово-еловые и березовые леса. О климате этого времени как о значительно более теплом, чем современный, свидетельствует малакофауна [Медяник, Михайлеску, 1992; Болиховская, 2004]. По комплексу приведенных выше данных можно сделать предположение о том, что в петропавловское межледниковье южнее 50°с.ш. господствовал свойственный теплоумеренным условиям климат, близкий субтропическому.

Длительное и сложное **ильинское межледниковье** (~ с 780 до 660 тысяч лет назад), пришедшее на смену покровскому похолоданию, по комплексу данных, полученных в бассейне Дона, характеризуется неоднократными колебаниями ландшафтно-климатических условий, приведших к формированию трех аллювиальных комплексов с раннетираспольской микротерииофауной и теплолюбивыми моллюсками, двух, разделенных лёссом, ископаемых почв, коррелируемых с ржаксинским почвенным комплексом [Агаджанян, Глушанкова, 1989; Глушанкова, 2004, 2008]. Лессово-почвенная серия представлена двумя темноцветными слитыми профилями почв, разделенных лесовидной супесью. Палеопочвы обнаруживают определенное сходство в строении профиля, они слабо дифференцированы на гумусовый и иллювиальный горизонты, уплотнены, оглеены, ожелезнены. Почвенный покров в автономных ландшафтах разных этапов был представлен лугово-лесными и темноцветными луговыми почвами, формирование которых происходило под воздействием процессов гумусонакопления, лессиважа, оглинения, поверхностного оглеения (см. табл. 2.1).

В умеренно-теплом климате оптимумов ильинского межледниковья широкое развитие получили смешанные хвойно-широколиственные и ширококолиственные леса с участками неогеновых реликтов. Растительный покров в период развития раннеильинской почвы характеризовался сменой фитоценозов степи → лесостепи. В позднеильинское время широкое распространение получили лесостепи с участками елово-кедрово-сосново-широколиственных (липово-вязово-дубовых) лесов [Болиховская, 2004].

Теплые эпохи первой половины раннего плейстоцена сменяются холодной эпохой, сопровождавшейся самым обширным оледенением на территории Восточно-Европейской равнины, относимой к раннему этапу палео-

магнитной эпохи Брюнес (~ 660-610 тысяч лет назад).

Мучкапское (беловежское, рославльское) межледниковье (~ 610-535 тысяч лет назад), пришедшее на смену донскому оледенению, характеризуется сложной последовательностью ландшафтно-климатических изменений. Согласно полученным палеопедологическим данным, внутри этого межледниковья выделяется, по крайней мере, два хорошо выраженных оптимума, разделенных похолоданием. Соответствующие им фазы почвообразования межледникового типа устанавливаются в воронском педокомплексе, состоящем не менее чем из двух сближенных, различных по генезису полигенетических почв (см. табл. 2.1). Возраст почвенных образований определен по находкам в них позднеэтираспольского (позднекромерского) фаунистического комплекса и их залеганием на горизонте морены донского оледенения, в основании которого обнаружены остатки микротериофауны этираспольского (кромерского) возраста, но более ранней, чем мучкапская [Агаджанян, Глушанкова, 1989].

Педогенез их отличался высокой интенсивностью, обусловившей образование не только мощных, но и оглиненных почвенных образований. В раннюю фазу формирования почвенного покрова в автономных ландшафтах преобладали лесные, олуговелые и слитые разности почв; в южной части Восточно-Европейской равнины – почвы красноцветного облика, а на западе – буроземоподобные. В подчиненных ландшафтах основной фон составляли темноцветные гидроморфные почвы. Развитие их происходило при господстве полидоминантных широколиственных лесов, простиравшихся к северу примерно до 59°с.ш. и к югу до 51°с.ш. Лесостепи с участием хвойно-широколиственных лесов были распространены в Причерноморье, Приазовье и на Приднепровской равнине [Сиренко, Турло, 1986].

Формирование почв поздней фазы педогенеза в бассейне Дона, сопоставляемых с современными черноземовидными почвами, происходило при сочетании процессов гумусонакопления, оглеения и признаков слабых элювиально-иллювиальных процессов на фоне значительной рубефикации. Для позднего оптимума реконструируется лесостепь и степь в южных районах Восточно-Европейской равнины; полидоминантные хвойно-широколиственные леса с дубом, вязом, липой и грабом, а в бассейне Верхней Волги – со значительным участием березы, сосново-березовые леса с примесью ели и широколиственных пород (дуба, вяза, липы). На территории Приднепровья в это время произрастали дубово-грабовые, а в Подмосковье – хвойные леса с участием граба. В интервалах между оптимумами расселялась бореальная растительность, с доминирующими в отдельные этапы заболоченными еловыми и елово-сосновыми лесами. В бассейне Среднего Днестра формирование воронского педокомплекса происходило в переменных ландшафтно-климатических условиях: ранняя фаза педогенеза характеризовалась влажно-субтропическим, а поздняя – сухим субтропическим климатом [Величко и др., 1997]. В фаунах млекопитающих мучкапского межледниковья отсутствуют субарктические виды мелких млекопитающих [Маркова, 1992].

Суммируя материалы о раннеплейстоценовом педогенезе, можно подчеркнуть ряд его особенностей. Помимо отмеченных выше внутрисочвенного оглинивания и ожелезнения, общим для них, независимо от условий рельефа, являлась гидроморфность или сезонная гидроморфность ландшафтов

того времени, о чем свидетельствуют признаки олуговелости почти всех палеопочв Восточно-Европейской равнины как результата существовавшей в раннем плейстоцене определенной физико-географической обстановки.

После окского оледенения наступает одно из наиболее значительных потеплений среднего плейстоцена – **лихвинское межледниковье** (~455-360 тысяч лет назад), коррелируемое с межледниковьем голыштейн Западной Европы. Большей части межледниковья были свойственны более мягкие климатические условия, чем современные, которые благоприятствовали развитию теплолюбивой растительности. В фазу климатического оптимума межледниковья на территории Восточно-Европейской равнины существовали две основные области: на юге (Причерноморье и Южное Заволжье) формировались степные ландшафты, а на всей остальной территории преобладали лесные ландшафты с растительностью суббореального пояса. От бассейна Верхней Волги до северной границы степей располагалась обширная зона хвойно-широколиственных лесов, представленных в основном грабом. Весьма значительным было содержание пихты (до 48%). Увеличение пыльцы граба и пихты происходило на фоне уменьшения содержания господствовавшей ранее ели. В ландшафтах южных районов Восточно-Европейской равнины, где преобладал степной тип растительности, в оптимум лихвинского межледниковья на поймах и в долинах рек были развиты участки сосново-широколиственных и широколиственных лесов с участием дуба, граба, ильма, клена. В состав лесной флоры входили представители реликтовой неогеновой флоры – гикори, тиса и др. На междуречьях преобладали степные злаково-разнотравные ценозы. Наличие растительности тундрового типа даже на крайнем севере равнины обнаружено не было [Гричук, 1989; Михайлеску и др., 1992].

Формирование инжавинского педокомплекса, лихвинский возраст которого определяется наличием в нем микротериофауны сингильского комплекса [Маркова, 1992], происходило в условиях лесной зоны суббореального пояса. Широкое распространение в почвенном покрове имели лесные почвы с генетическим профилем, дифференцированным по элювиально-иллювиальному типу с признаками поверхностного оглеения. Ведущую роль в их формировании играли лессиваж и элювиально-глеевые процессы. Близкими современными аналогами могли быть лювисоли, псевдоглеи или элювиально-глеевые почвы, широко распространенные в настоящее время в Западной Европе (в сочетании с бурыми и бурыми лессивированными почвами), в частности в верховьях Рейна и Дуная (см. табл. 2.1).

Южнее 52°с.ш., в почвенном покрове лесостепных ландшафтов преобладали текстурно-дифференцированные оглиненные почвы с признаками лессиважа, древние аналоги бурых лесных лессивированных, выщелоченных черноземов. Заметную роль в их развитии играли процессы оглинивания *in situ* и аккумуляции карбонатов. На границе лесостепи и степи в почвенном покрове доминировали почвы, близкие современным черноземам. Южная граница лесостепи в эпоху формирования инжавинской почвы примерно совпадала с ее современным положением.

Переход от лихвинского межледниковья к последующей днепровской ледниковой эпохе на Восточно-Европейской равнине характеризовался неоднократной сменой похолоданий и потеплений и соответствующих им ланд-

шафтно-климатических условий на протяжении длительного этапа (~ 340-200 тысяч лет назад). В наиболее холодные фазы калужского похолодания на территории Верхней Оки и Верхнего Дона господствовали ландшафты перигляциальной тундры, лесотундры, тундро-лесостепей и тундро-степей.

Калужское похолодание сменилось второй среднелейстоценовой **каменной (чекалинской) межледниковой эпохой** (~ 340-280 тысяч лет назад), на протяжении которой сформировался почвенный покров, представленный горизонтом полигенетической почвы – одним из наиболее ярких маркирующих среднелейстоценовую лёссово-почвенную серию горизонтов, содержащий, судя по разрезу Прилуки, микротириофауну хазарского комплекса [Маркова, 1992].

Почвенный покров каменной эпохи характеризуется доминированием лесных текстурно-дифференцированных почв – древних аналогов современных дерново-подзолистых, серых лесных на севере Восточно-Европейской равнины. Ведущую роль в их формировании играл комплекс элювиально-иллювиальных процессов, к которому южнее присоединилось оглинивание *in situ* и гумусонакопление. Основной фон почвенного покрова в ландшафтах центральных и восточных регионов равнины составляли возможные аналоги современных серых лесных, бурых лесных лессивированных, черноземовидных почв луговых степей, выщелоченных черноземов (см. табл. 2.1). На протяжении всего межледниковья формирование почвенного покрова в бассейне Верхней Оки происходило в условиях лесных ландшафтов, господствующие позиции в которых занимали елово-липово-вязово-дубовые леса [Разрезы..., 1977]. В бассейне Верхнего Дона формирование почвенного покрова происходило в ландшафтах лесостепи с участками липово-грабово-дубовых и березово-сосновых лесов на ранней стадии развития, а на последующей – под разнотравно-злаковыми степями с участками грабово-дубовых лесов, березняков и ольшаников, а в наиболее гумидную лесную фазу – под дубово-грабовыми, сосново-березовыми и ольховыми лесами [Болиховская, 2004].

В заключительную эпоху среднелейстоценового потепления (**роменскую**) в интервале около 260-220 тысяч лет н.з., в почвенном покрове Восточно-Европейской равнины формировались почвы с монолитным, слабо-дифференцированным профилем (А-С; А1-Вt-ВСа) без признаков иллювиирования материала, в различной степени оглеенные и криотурбированные (см. табл. 2.1). По сравнению с более древними среднелейстоценовыми почвами, они менее четко характеризуются как в генетическом, так и в климато-стратиграфическом плане. Ряд исследователей выделяют их как самостоятельное образование, придавая им межледниковый ранг [Величко и др., 1997; Бреслав и др., 1992; Болиховская, 2004 и др.], а другие трактуют их как межстадиальное образование [Ударцев, 1980; Длусский, 2001; Величко, Морозова, 2004, 2005].

Пространственная неоднородность почв, генетические особенности которых специфичны, менее отчетливо выражена по сравнению с почвами более древних среднелейстоценовых эпох. Можно предположить, что изменение их связано не со сменой характера почвообразования, а с условиями седиментации мелкозема и деформаций профиля криогенной природы. В северных разрезах Волынской возвышенности, Днепровской низменности, Окско-Донской равнины почва сильно нарушена, и на этом уровне выделяется

оглеенное, криотурбированное образование со слабой сохранностью профиля. Возможно, это связано с активным последующим воздействием на профиль почвы экзогенных процессов в перигляциальной зоне днепровского оледенения. Вблизи верхнего контакта роменской почвы В.П. Нечаевым описаны фестончатые криогенные деформации, аналогичные сходным образованиям в современном деятельном слое на западе п-ва Ямал [Величко и др., 1997]. Можно предположить, что современные аналоги тундрово-глеевых почв (глееземов) роменского этапа находятся в ландшафтах Западно-Сибирской тундры. Детальное исследование, проведенное К.Г. Длусским [2001] на территории Окско-Донской равнины, позволило ему сопоставить роменскую почву с современными мерзлотно-таежными, мерзлотно-глеевыми почвами, а территорию отнести к зоне мерзлотно-глеевых интерстадиальных почв. Внутри этой зоны фиксируется ослабление влияния криогенных процессов и усиление признаков педогенеза в направлении с северо-запада на юго-восток.

Четкие морфотипические признаки роменской почвы установлены в почвенном покрове южной половины Восточно-Европейской равнины, где она представлена ярко бурой или красновато-бурой почвенной толщей с кротовинами и карбонатным горизонтом в основании. В ней выявлены микро-морфологические признаки процессов оглинивания *in situ* без перемещения продуктов почвообразования по профилю. На юго-западе равнины им свойственна значительная выветрелость минеральной массы, оглинение, аккумуляция углекислых солей, высокая биогенная активность на фоне слабого гумусонакопления. Это сближает их с современными коричневыми почвами субаридных средиземноморских ландшафтов. Бедная по составу хазарская микротириофауна, извлеченная из кротовинного горизонта роменской почвы в разрезе Прилуки и представленная остатками *Citellus* sp., *Lagurus* aff. *Transiens* Janossy, *Lagurus lagurus* Pall., указывает на существование в долине р. Сулы во время формирования почвенного покрова заключительной эпохи среднеплейстоценового педогенеза открытых ландшафтов [Маркова, 1992].

Согласно палинологическим данным, облесенность ландшафтов центральных и западных регионов Восточно-Европейской равнины в эпоху формирования роменской почвы была значительной. В оптимальную фазу в бассейне Оки были распространены светлохвойные (из сосны и лиственницы) и темнохвойные леса. В бассейне Дона преобладали грабово-дубовые леса с грабинником, хмелеграбом, дубом пушистым и тамариском во втором и кустарниковом ярусах, ольховые и хвойно-березовые леса. В травяно-кустарничковом покрове их преобладали разнотравно-злаковые сообщества. В южных регионах Восточно-Европейской равнины роменская почва является горизонтом, где пыльцевые спектры характеризуются подавляющим преобладанием пыльцы древесных пород (за счет березы). Присутствует пыльца широколиственных пород – дуба, клена, орешника и такого теплолюбивого ксерофильного вида граба, как грабинник [Зеликсон, Моносзон, 1981; Величко и др., 1997].

Днепровская ледниковая эпоха (~200-130 тысяч лет нзад), пришедшая на смену теплым эпохам, является максимальной в среднем плейстоцене. Она аналогизируется с заальской эпохой в Центральной Европе. В максимальную стадию развития ледниковый покров занимал обширные площади в северной части Восточно-Европейской равнины, проникая по долине Днепра на юг до

устья р. Орели. Наиболее ранние криогенные деформации днепровской ледниковой эпохи отмечаются в роменской почве. Днепровское оледенение вызвало значительные изменения в видовом составе и распространении мелких млекопитающих, отнесенных к хазарскому фаунистическому комплексу. В ряде местонахождений в бассейнах Сейма, Оки, Десны, Волги были обнаружены остатки типичных животных Субарктики и перигляциальных степей: *Dicrostonyx simplicior*, *Lemmus sibiricus*, *Lagurus* ex gr. *lagurus*, *Microtus gregalis* [Агаджанян, Глушанкова, 1986 а,б; Маркова, 1992].

В оптимум **микулинского межледниковья** (рисс-вюрмского, эмско-го) (~130-70 тысяч лет назад), последовавшим вслед за днепровским оледенением, климат центральных районов Восточно-Европейской равнины, характеризующийся большей океаничностью по сравнению с современным, был теплым и влажным, со среднегодовыми температурами +6,5°C и количеством осадков 550-600 мм/год. На значительной территории Восточно-Европейской равнины в ландшафтах микулинского межледниковья преобладало лесное суббореальное почвообразование, при активном участии процессов лессиважа, оглинения, поверхностного оглеения. Основной фон почвенного покрова в лесной зоне составляли почвы с текстурно-дифференцированным профилем (A1-A2-B_t-C), возможными аналогами современных лювисолей, а на юго-западе – бурых лесных лессивированных, бурых лесных псевдоглеевых почв. В настоящее время такие почвы составляют основной фон почвенного покрова Центральной и Средней Европы. В лесостепных ландшафтах почвенный покров этого времени характеризовался сложным строением. Он представлен комбинациями западных почв с резко дифференцированным по элювиально-иллювиальному типу профилем и почв лугово-черноземного генезиса. Степная зона была редуцирована. Она трансформировалась в лесостепь, а черноземовидные почвы занимали пространства на самом юге равнины. Генетические свойства, а также закономерности географического размещения почв микулинского межледниковья обнаруживают принципиальное сходство с современной эпохой (см. табл. 2.1).

В этих условиях наиболее широко распространенным в ландшафтах микулинского межледниковья был неморальный тип растительности, представленный формацией широколиственных лесов с доминантным положением граба обыкновенного (*Carpinus betulus*), или граба, дуба и липы, а также широким распространением тиса. Южнее 52°с.ш. на большей части равнины леса сменялись лесостепными и степными ассоциациями. В лесостепной зоне роль граба в составе широколиственных лесов была гораздо большей, чем в настоящее время. Степной тип растительности занимал примерно ту же территорию, что и в настоящее время, но в фитоценоотическом отношении существенно отличался. Основное отличие заключалось в том, что это были формации луговых степей в сочетании с формациями грабово-дубовых (на западе) и дубовых (на востоке) лесов. Общий план растительных зон в микулинское межледниковье в целом был сходен с существующими ныне зонами. Основное отличие заключалось в смещении границ лесной зоны к северу и к югу от современного их положения, в отсутствии растительности тундрового типа на севере Восточно-Европейской равнины [Гричук, 1989].

После кратковременного похолодания наступает интервал смягчения климата, по термическим показателям уступающий микулинскому межлед-

никовью. Основной фон почвенного покрова в **крутицкий интерстадиал** (верхневолжский) на Восточно-Европейской равнине, в значительной степени отличавшийся от предшествовавшего межледникового, составляли почвы, в формировании которых доминирующую роль играли гумусово-аккумулятивные процессы. Они приводили к образованию почв черноземно-дернового генезиса в условиях открытых безлесных ландшафтов с травянистым покровом, состоящим из разнотравно-злаковых и марево-полынных группировок. Об аналогичных условиях свидетельствуют микротериологические данные [Маркова, 1992]. В ранневалдайскую эпоху наблюдается деградация лесной зоны, ослабление структуры природной зональности. Коренное отличие этой эпохи заключалось не только в однообразии почвенного покрова и общей выравненности природных условий на значительных площадях, но и в принципиально иной зональной структуре по сравнению с микулинским межледниковьем и с современностью. В это время отсутствуют широтные изменения почв (см. табл. 2.1).

Вслед за степной (крутицкой) фазой почвообразования интерстадиального характера наступает эпоха средневалдайского похолодания, сопровождавшаяся лесонакоплением в обстановке длительного господства холодных гиперзональных условий в перигляциальной зоне. Ландшафтно-климатическая обстановка в средневалдайское время в северной половине Восточно-Европейской равнины характеризовалась неоднократными похолоданиями и потеплениями, но только в ранге стадиалов и межстадиалов, т. е. климата, свойственного для холодной (ледниковой) эпохи. Во время похолоданий преобладали ландшафты перигляциальных лесостепей и лесотундры, а в периоды смягчения климата – ландшафты темнохвойной и северной и даже средней тайги. В бассейне Среднего Днепра в условиях холодного климата существовала своеобразная растительность лесостепного и степного характера. В составе фауны млекопитающих верхнепалеолитического комплекса, отвечающих этому этапу, представлены обитатели тундр, лесов, степей и даже полупустынь, характеризующие экологически «смешанную» фауну [Маркова, 1992]

В интервале 25-45 (50) тысяч лет назад фиксируется этап смягчения климата с внутренними колебаниями от более теплых к более холодным условиям, который в целом рассматривается как средневалдайский мегаинтерстадиал. В ледниковой области он включает дунаевский интерстадиал – 25-31 тысяч лет назад, а в лёссовой области к среднему валдаю относится **брянский интерстадиал**, сопоставляемый с верхней частью средневалдайского мегаинтерстадиала, представленный брянской ископаемой почвой (см. табл. 2.1). Радиоуглеродные даты по гумусу из этой почвы лежат в интервале 32-24 тысяч лет назад. Судя по палеопедологическим и палеонтологическим данным, эти даты отражают заключительную часть брянского интерстадиала, который в целом отвечает среднему валдаю [Величко и др., 2004].

В этот период на значительных пространствах широкое распространение получил почвенный покров, в значительной степени отличавшийся как от межледникового покрова, так и от современного. Основное различие его заключается в преобладании в нем почв дерново-мерзлотно-глеевого педогенеза, обнаруживающих большое сходство профиля, измененного криогенными деформациями. Они диагностируются как тундрово-глеевые и мерзлотно-

глеевые. В формировании почвенного покрова, имеющего близкое к гиперзональному строение, активное участие принимали процессы относительного гумусонакопления, внутрипочвенного выветривания, оглеения, карбонатонакопления в условиях холодного континентального аридного климата. Перечисленные показатели характерны для почв, развитых в современности в экстраконтинентальных, криоаридных районах Сибири, в частности Центральной Якутии [Соколов и др., 1979].

Палеопедологические исследования не выявили закономерной пространственной смены генетических типов брянской ископаемой почвы. Незначительные различия в строении почв (различные мощности генетических горизонтов, степень выраженности карбонатных горизонтов), по-видимому, свидетельствуют о некотором видовом разнообразии почв средневалдайского интервала, которые могли быть обусловлены, скорее всего, провинциальными особенностями факторов педогенеза. Широтная зональность почв этого времени была выражена слабо, во всяком случае, слабее, чем в микулинское межледниковье и в настоящее время на территории Восточно-Европейской равнины. Комплекс признаков в строении палеопочв свидетельствует о том, что формирование почвенного покрова в автоморфных ландшафтах в это время происходило в условиях континентального климата, с холодным этапом в конце, с особой системой закономерностей географического размещения, отражающей провинциальные изменения увлажнения.

Вывод о столь суровом климате брянского времени подтверждается и находками лемминговой фауны в брянской почве [Маркова, 1992]. Подавляющее большинство мелких млекопитающих, обитавших в брянское время в верхнем течении Днепра, в современности существуют в условиях открытых пространств в довольно суровых экологических условиях. Климатическую суровость, лесотундровый характер ландшафта брянского интервала отмечал О.Н. Бадер [1977], описывая экологические условия обитания человека на стоянке Сунгирь у г. Владимира. Холодную флору обнаружила Е.Е. Гуртовая из разрезов дубновской почвы (коррелятной брянской) на территории Воыно-Подоллии. Растительный покров был представлен ерниковыми формациями и хвойным редколесьем. Значительное место занимали мезофильные луговые сообщества, а также сообщества каменистых местообитаний [Гуртовая, 1981]. Брянский интервал завершается распространением волны криогенеза, совпадающей, вероятно, с начальными этапами поздевалдайского оледенения (~24-10,3 тысяч лет н.з.), для которого характерны наиболее суровые условия. Время 20-18 тысяч лет н.з. А.А. Величко [1973] рассматривает как главный термический минимум не только плейстоцена, но и мезо-кайнозоя. В это время на Восточно-Европейской равнине наблюдается деструкция лесной зоны. Наступает господство открытых перигляциальных ландшафтов с очень слабо выраженной широтной дифференциацией.

Формирование современных ландшафтных зон на Восточно-Европейской равнине, начатое по завершению последней ледниковой эпохи, как и везде в умеренных широтах, относится к голоцену – современному межледниковью. Оно было связано с крупнейшим климатическим рубежом, имевшим место около 10-12 тысяч лет назад. В это время в связи с потеплением климата сократилась интенсивность геологических и мерзлотных процессов, началось формирование современного почвенного покрова.

2.4. Ограничения метода

Большие потенциальные возможности палеопедологического метода в решении хроностратиграфических, корреляционных и палеогеографических проблем, показанные выше, имеют и определенный ряд ограничений, вытекающих из экологических, эволюционных особенностей палеопочв и пространственной организации плейстоценовых почвенных покровов. Остановимся на некоторых из них. Прежде всего, хотелось бы предостеречь от использования палеопедологического метода как автономного в хроностратиграфических и палеогеографических построениях, способного привести к серьезным просчетам. При выделении палеопочв в самостоятельные стратиграфические выдержанные горизонты, имеющие важное палеогеографическое значение, используется принцип детального изучения разновозрастных почв последовательно от одного разреза к другому путем установления их основных морфотипических признаков. Специфика диагностических морфотипических признаков горизонтов палеопочв в отдельных разрезах, протяженность которых достигает нескольких километров, и даже регионах позволяет проводить их субширотную корреляцию и даже хронологию (в частности, для почв позднего плейстоцена перигляциальных областей), но при обязательном условии необходимых ограничений, в сочетании с другими методами сопряженного палеогеографического анализа и под контролем методов абсолютной и относительной хронологии. Это объясняется спецификой фациальных особенностей структуры почвенных покровов, сменой в пространстве разновозрастных типологически сходных почв и структур почвенного покрова, обусловленных закономерностями зональных и провинциальных ландшафтных систем реконструируемых эпох плейстоцена.

Разновозрастные почвенные покровы в теплые межледниковые эпохи, представляя, аналогично современности, сложный спектр почв, имели различную зональную структуру с отличным от современных положением границ почвенных зон. Так, зональная организация почвенного покрова Восточно-Европейской равнины в микулинское межледниковье, наиболее приблизившись к современной, отличалась от нее иным положением границ почвенных зон, связанной с большей увлажненностью климата. В это время зона лесных почв значительно продвинулась на юг (300 - 400 км), заметно отеснив степную зону. Южная граница лесных почв в бассейне Сейма была сдвинута на 350 км, а в бассейне Дона - на 75 - 100 км. Граница между подзонами северной и южной лесостепи проходила южнее на 100 - 150 км. В западных регионах Восточно-Европейской равнины смещение границ лесных почв в микулинское межледниковье практически не проявлялось, что говорит, возможно, о большей устойчивости природных границ в условиях гумидного климата [Сычева, 1979; Цацкин, 1980; Глушанкова, 2004, 2008 и др.].

Принципиально иная зональная структура, по сравнению с микулинским межледниковьем и современной, обусловленная, по-видимому, общей выравненностью условий природной среды, была установлена для почвенного покрова Восточно-Европейской равнины начала валдайского оледенения. В крутицкую фазу в ее центральных и восточных регионах, как было показано выше, преобладали почвы с ведущим процессом гумусонакопления. Отсутствие широтного изменения почв черноземно-дернового генезиса позволяет, вслед за А.А. Величко, рассматривать ее как гиперзональную теплую

эпоху.

Широтная зональность почв брянского времени была выражена слабо, или, во всяком случае, слабее, чем в современности и в микулинское межледниковье. Широтные изменения почв в почвенных покровах, по-видимому, не выходили за ранг типовых отличий. Ограниченность зонального спектра в настоящее время отмечается в экстрааридных и в гумидных областях при радиационном индексе сухости М.И. Будыко (R_i) больше 2,2 и меньше 0,9 [Фридланд, 1972; Сычева, 1979 и др.]. Отчасти, вероятно, этим объясняется ослабление широтных отличий почвенного покрова брянского интервала. Не исключено усредняющее влияние мерзлоты на течение почвообразующих процессов, обнаруживающих сходство на всей исследованной территории [Гугалинская, 1982; Глушанкова, 1990 и др.].

При пространственном сопоставлении и диагностировании генетической природы палеопочв необходимо иметь в виду следующие обстоятельства. В процессе формирования почвенного покрова на древних междуречьях (наиболее стабильных элементах рельефа), с несколько замедленной аккумуляцией седиментационного материала, различные почвообразующие процессы, вызванные изменяющимися факторами педогенеза, воздействовали в отдельные эпохи на одну и ту же толщу осадка, формируя полигенетические, гетерохронные образования. Нередко в них органические горизонты нижних палеопочв бывают перекрыты переходными или иллювиальными горизонтами верхних палеопочв, тем самым как бы нивелируя их первоначальные свойства. В отдельных педокомплексах дерновые горизонты, наоборот, накладываются на иллювиальные предшествующих стадий развития. В толще гумусовых горизонтов, либо в подгумусовой части, иногда обнаруживаются карбонатные горизонты последующих или предшествующих стадий почвообразования. Некоторые особенности почв отдельных стадий сохраняются: в виде реликтовых признаков двойных гумусовых горизонтов, 2 - 3 карбонатно-аккумулятивных горизонтов, часто разнохарактерных, с различными формами карбонатных новообразований; в виде уплотненного горизонта, обогащенного полуторными оксидами, с орехово-призматической структурой в нижней части профиля почв степного облика; в виде интенсивных гумусированных затеков по трещинам в почвах лесного генезиса.

Последовательность, генетическая неповторимость палеопочв, чередование их с лёссовыми отложениями являются основными критериями их расчленения и корреляции плейстоценовых толщ лёссовых областей. Но не единственными. К настоящему времени доказана возможность палеогеографического и геохронологического анализа отложений по ископаемым почвам и на основе традиционного в генетическом почвоведении изучения эволюционного развития почв. На различных стратиграфических уровнях отмечается смена почвенных типов. Особенно отчетливо это прослеживается на примере почв степного ряда. Типологические особенности некоторых из них (в частности, черноземовидных разностей) являются характерными для определенных стратиграфических уровней [Сиренко, Турло, 1986 и др.].

Однако перспективность и важность эволюционного подхода к исследованию палеопочв, возможность использования результатов в решении геохронологических, диагностических и корреляционных вопросов сопряжена с рядом проблем, среди которых наиболее важными являются:

- 1) возможный недостаток хронологических рядов почв и, как следствие, неполнота исторической почвенно-ландшафтной летописи, во многом соизмеряемой с неполнотой геологической летописи;
- 2) стирание и/или наложение признаков в процессах саморазвития и эволюции почв;
- 3) “проблемность” самих палеопочвенных феноменов, заключенная в неповторимости и своеобразии их педогенеза;
- 4) отсутствие или почти полное отсутствие аналогов в современном почвенном покрове и, как следствие этого, невозможность воссоздания их облика, исходя из их адекватности;
- 5) неполнота или полное отсутствие данных о факторах плейстоценового почвообразования.

При палеопочвенных генетических реконструкциях процессов и факторов, формирующих различные почвы, необходимо принимать во внимание явления изо- и полиморфизма почвенных признаков. Сущность изоморфизма в педогенезе и формировании почвенной памяти заключается в том, что один педогенный признак (или группа признаков) может быть сформирован разными процессами и разными биоклиматическими обстановками. Сущность полиморфизма почвенной памяти состоит в том, что одна и та же природная биоклиматическая обстановка и один и тот же почвообразовательный процесс способны формировать последовательный ряд разных признаков, отражающих разные возрастные стадии педогенеза. В палеопочвах находят отражение оба этих явления [Таргульян, 2008].

Способность древних почв интегрировать в строении почвенных профилей результат длительного воздействия почвообразовательных процессов и природных факторов на отдельных этапах их развития, сохранять при этом устойчивые (консервативные) признаки и утрачивать менее устойчивые затрудняют прямую корреляцию стадий развития почвенного профиля с фазами развития растительности.

2.5. Заключение

В последнее десятилетие, в связи с возросшей интенсивностью антропогенной деятельности и возникших при этом изменений отдельных компонентов природной среды, резко возрос интерес не только к современному состоянию биосферы, но и к ее изменениям в прошлом с целью выработки долгосрочного прогноза возможных изменений. В связи с этим повышенный интерес вызывают исследования в области палеопочвоведения. Это определяется непосредственным соприкосновением проблемы плейстоценового педогенеза с проблемой антропогенных изменений и, прежде всего, современных почв, крайне важной как в теоретическом, так и в прикладном аспектах. При выборе стратегии разнообразных антропогенных изменений наиболее значимым и актуальным является определение соответствия диагностируемых признаков, характеризующих современную или иную природную обстановку, не существующую в современности. Реальное умение распознавать, и что не менее важно, разделять современные и унаследованные свойства почв в современной природной обстановке, используя наработки в области плейстоценового педогенеза, позволяют выбрать наиболее оптимальную стратегию рационального использования, изменения и охраны природных ресурсов, ландшафтного, биологического, в том числе почвенного разнообразия.

ЛИТЕРАТУРА

- Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Михайловка - опорный разрез плейстоцена Центра Русской равнины. М.: ВИНТИ, 1986 а. 163 с.
- Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Плейстоцен бассейна Десны. М.: ВИНТИ, 1986. 226 с.
- Агаджанян А. К., Глушанкова Н. И. Стратиграфия и палеогеография бассейнов Днепра, Дона, Средней Волги // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 103-113.
- Бадер О. Н. Палеоэкология и люди стоянки Сунгирь // Палеоэкология древнего человека. М.: Наука, 1977. С. 28-42.
- Болиховская Н. С. Основные этапы развития растительности и климата в плейстоцене // География, общество, окружающая среда. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. М.: Изд. дом Городец, 2004. С. 561-582.
- Бреслав С. Л., Валуева М. Н., Величко А. А. и др. Стратиграфическая схема четвертичных отложений центральных районов Восточной Европы // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: РАН, 1992. С. 8-37.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
- Величко А. А., Шик С. М. Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: РАН, 1992. С. 5-7.
- Величко А. А., Грибченко Ю. Н., Губонина З. П., Морозова Т. Д. и др. Основные черты строения лессово-почвенной формации // Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. М.: ИГРАН, 1997. С. 5-25.
- Величко А. А., Зеликсон Э. М., Борисова О. К. и др. Количественные реконструкции климата Восточно-Европейской равнины за последние 450 тыс. лет // Изв. РАН. Серия геогр. 2004. № 1. С. 7-25.
- Величко А. А., Морозова Т.Д. Эволюция почвообразования в плейстоцене // Многоликая география. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2005. С. 65-75.
- Геннадиев А.Н. Почвы и время: модели развития. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990
- Герасимов И.П. Элементарные почвенные процессы как основа генетической диагностики почв // Почвоведение. 1973. № 5. С. 27-38.
- Герасимов И.П. Генетические, географические, исторические проблемы современного почвоведения. М.: Наука, 1976. 298 с.
- Герасимов И.П. Понятие «почва – природное тело и его производные («почва-режим», «почва-воспроизводство», «почва-память»): к нашим дискуссиям // Почвоведение. 1983. № 4. С. 5-12.
- Герасимов И.П., Глазовская М.А. Основы почвоведения и географии почв. М.: Географгиз, 1960. 490 с.
- Глинка К.Д. Почвоведение. М.-Л.: Сельхозиздат, 1932. 598 с.
- Глушанкова Н.И. Плейстоценовое почвообразование в бассейнах Днепра, Дона, Средней Волги // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 1990. № 3. С. 48-57.
- Глушанкова Н.И. Плейстоцен бассейна Средней Волги. М.: ВИНТИ, 1992. 231 с.
- Глушанкова Н.И. Развитие почвенного покрова в плейстоцене // Структура, динамика и эволюция природных геосистем. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. М.: Изд. дом Городец, 2004. С. 538-560.
- Глушанкова Н.И. Среднеплейстоценовый педогенез и природная среда в центре и на востоке Русской равнины // Почвоведение. 2005. № 4. С. 298-306.
- Глушанкова Н.И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Смоленск-Москва: Маджента, 2008. 348 с.
- Гричук В. П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.
- Гугалинская Л.А. Почвообразование и криогенез Центра Русской равнины в позднем плейстоцене. Пушино: Изд-во АН СССР, 1982. 204 с.
- Гуртовая Е. Е. Реконструкция природных условий брянского интервала последней ледниковой эпохи для юго-запада Русской равнины // ДАН СССР. 1981. Т. 257. № 5. С. 1225-1228.

- Длусский К. Г. Среднеплейстоценовое почвообразование центра Восточно-Европейской равнины. Автореф. дис.... канд. геогр. наук. М.: ИГРАН, 2001. 24 с.
- Докучаев В.В. Избранные сочинения в 3 - х томах. М.: Гос. изд-во сельхоз. литературы, 1949.
- Зеликсон Э. М., Моносзон М. Х. Флора и растительность бассейна Оки в интерстадиальные эпохи среднего плейстоцена // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981. С. 91-110.
- Касимов Н.С. Геохимия степных и пустынных ландшафтов. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1988.
- Маркова А.К. Плейстоценовая микротериофауна Восточной Европы // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Изд-во РАН, 1992. С. 50 – 94.
- Медяник С. И., Михайлеску К. Д. Палеогеографические этапы развития флоры Молдовы в антропогене (по биостратиграфическим и палинологическим данным). Кишинев: Штиинца, 1992. 132 с.
- Михайлеску К. Д., Маркова А. К. Палеогеографические этапы развития фауны юга Молдовы в антропогене. Кишинев: Штиинца, 1992. 311 с.
- Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 281 с.
- Память почв. Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 687 с.
- Петров В.П. Основы учения о древних корях выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.
- Разрезы отложений ледниковых районов Русской равнины. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 198 с.
- Розанов Б.Г. Морфология почв // Почвоведение. Ч. 1. М: Высшая школа, 1988. С. 35-69/
- Сиренко Н.А., Турло С.И. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. Киев.: Наукова думка, 1986. 186 с.
- Соколов И.А., Быстряков Г.М., Кулинская Е.В. К характеристике ультраконтинентального холодного аридного почвообразования // Специфика почвообразования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1979.
- Соколов И.А., Таргульян В.О. Взаимодействие почвы и среды: почва - память и почва - момент // Изучение и освоение природной среды. М., 1976.
- Таргульян В.О. Концепция памяти почв: развитие фундаментальной базы генетического почвоведения // Многоликая география. М.: Товарищество КМК, 2005. С. 114-132.
- Таргульян В.О. Память почв: формирование, носители, пространственно-временное разнообразие // Память почв. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. С.24-57.
- Таргульян В.О., Соколов И.А. Структурный и функциональный подход к почве: почва-память и почва-момент // Математическое моделирование в экологии. М.: Наука, 1978. С. 17-33.
- Сычева С.А. Позднеплейстоценовые ископаемые почвы Окско-Донской равнины. Автореф. дисс.. канд. геогр. наук. М., 1979.
- Ударцев В. П. К вопросу о соотношении покровных и ледниковых комплексов Окско-Донской равнины // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 20-72.
- Фридланд В.М. Структура почвенного покрова. М.: Мысль, 1972. 424 с.
- Цацкин А.И. Палеопедологические реконструкции для позднего плейстоцена юго-запада Русской равнины: Автореф. дисс... канд. геогр. наук. М., 1980. 24 с.
- Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных образований. М.: Наука, 1966. 239 с.
- Reading H.G. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Oxford: Blackwell Science. 1996. 688 p.
- Retallack G.J. Soils of the Past An Introduction to Paleopedology. Oxford: Blackwell Science, 2001. 404 p.

3. ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД

3.1. Предмет и задачи метода

Палинологический метод представляет собой совокупность приемов и сведений из разных областей ботаники, географии, геологии и, отчасти, математики, используемых для определения генезиса и геологического возраста осадочных пород, их детального стратиграфического расчленения, реконструкции ландшафтно-климатических условий эпох образования исследуемых толщ, а также для внутрирегиональных и дальних корреляций восстановленных палеогеографических событий. Он входит в состав палеоботанических методов, применение которых для воссоздания истории возникновения, развития и условий существования растительного покрова базируется на результатах изучения ископаемых остатков вегетативных (листья, стебли и др.) и генеративных (пыльца, споры, семена, плоды, шишки) органов высших растений, а также микрофоссилий низших растений (водорослей, спор грибов и лишайников). Палинологический (спорово-пыльцевой) анализ относится к числу ведущих методов реконструкции наземной растительности позднего кайнозоя. Объекты его изучения – цветочная пыльца семенных (голосеменных *Gymnospermae* и покрытосеменных *Magnoliophyta* или *Angiospermae*) растений и споры высших споровых растений (мхов, папоротников, плаунов и хвощей).

Своему приоритетному положению в составе палеоботанических методов палинологический анализ обязан тому, что пыльца и споры высших растений являются единственной группой не только палеоботаники, но и палеонтологии в целом, которая присутствует в осадках разного возраста и всех литолого-генетических фаций. Деревья, кустарники и травы продуцируют колоссальное количество пыльцы и спор (до сотен тысяч экземпляров в одном цветке). Оболочка (спородерма) пыльцевых и споровых зерен у подавляющего числа растений обладает исключительной стойкостью к разрушающему механическому, химическому и биохимическому воздействию, которому она подвергается во время транспортировки пыльцы и спор от растения-продуцента к погребавшим осадкам и в процессе фоссилизации и диагенеза. Микроскопические размеры (в интервале примерно от 10 до 200 мкм) и особенности морфологического строения способствуют распространению пыльцы и спор (ветром, насекомыми, водой и другими агентами) по поверхности суши и акваторий и их захоронению в рыхлых осадках. Таким образом, имеющие, большей частью, интегральный характер ископаемые спорово-пыльцевые спектры из отложений позднекайнозойских разрезов являются отражением палеорастительности окружающей территории, а изменения их состава снизу вверх по разрезу – самая полная запись климато-фитоценоотических и флористических смен на протяжении изучаемого отрезка геологической истории.

Широтой внедрения в палеогеографические исследования позднего кайнозоя палинологический метод обязан также высокой степени достоверности получаемых с его помощью реконструкций, поскольку в новейших отложениях содержатся пыльца и споры не вымерших растений, а хорошо из-

вестных представителей современной флоры. В многочисленных атласах-определителях описаны морфологические особенности их пыльцы и спор, подробно освещены экология и распространение. Анализ ископаемых пыльцевых и споровых зерен ведется более 120 лет, поэтому обоснованности выполняемых специалистами-палинологами реконструкций способствует и высокая степень разработанности методических аспектов палеогеографической и стратиграфической интерпретации спорово-пыльцевых данных.

История и библиография метода, приемы полевого изучения и опробования разрезов новейших отложений для целей спорово-пыльцевого анализа, способы и химические реактивы, применяемые для выделения пыльцы и спор из пород разного генезиса и возраста, приемы микроскопирования палиноморф, способы математического и графического оформления палинологических данных и методика их стратиграфической и палеогеографической интерпретации изложены в большом числе учебных пособий, монографий, тематических сборников, материалов палинологических конференций и журнальных статей [Гричук, Заклинская, 1948; Пыльцевой анализ, 1950; Нейштадт, 1952, 1960; Эрдтман, 1956; Кремпп, 1967; Сладков, 1967; Кабайлене, 1969; Гричук, Моносзон, 1971; Спорово-пыльцевой анализ..., 1971, 1981; Палинология плейстоцена, 1972; Методические вопросы палинологии, 1973; Палинология плиоцена и плейстоцена, 1973; Палинология в континентальных и морских..., 1976; Палинология в СССР, 1976, 1988 и др.; Палинологические методы..., 1982; Елина, 1981; Козяр, 1985; Палинология четвертичного периода, 1985; Руководство по изучению новейших отложений, 1987; Гричук, 1989; Болиховская, 1991а,б, 1995, 2007; Палеоботанические методы в изучении палеогеографии плейстоцена, 1991; Актуальные проблемы палинологии..., 1999; Каревская, 1999; Мейер-Меликян и др., 1999; Пыльца как индикатор..., 2001; Методические аспекты палинологии, 2002; Палинология: теория и практика, 2005; Палинология: стратиграфия и геоэкология, 2008; Erdtman, 1943, 1963, 1969; Davis, 1963; Faegri and Iversen, 1964, 1989; Handbook of paleontological..., 1965; Kremp, 1965; Groot J., Groot C., 1966; West, 1970; Birks, Gordon, 1985; Moore et al., 1991; Abstracts of 10 International Paly-nological Congress, 2000; Abstract Volume..., 2008; и др.].

Достоверность определения плейстоценовых палинофлор, базирующаяся ранее на эталонных коллекциях пыльцы и спор современных растений, существенно возросла в связи с созданием определителей и атласов, иллюстрируемых микрофотографиями пыльцевых и споровых зерен [Куприянова, 1965; Куприянова, Алешина, 1967, 1972, 1978; Петросьянц, 1967; Моносзон, 1973; Бобров и др., 1983; Рябкова, 1987; Токарев, 2002, 2003; Мейер-Меликян и др., 2004; Дзюба, 2005; The Northwest European Pollen Flora, 1976, 1980, 1981, 1984, 1988, 1991, 1996, 2003; Reille, 1992, 1995, 1998; Fuhsun et al., 1997; Kapp et al., 2000; и др.]

3.2. Приемы и возможности палиноиндикации палеогеографических событий

Важнейшими палинологическими источниками выводов о генезисе осадочной породы, палеоландшафтных и климатических условиях ее формирования являются данные о тафономических особенностях пыльцевых и спо-

ровых зерен, составе палинофлоры и спорово-пыльцевом спектре (палиноспектре) каждого из изученных образцов этой породы.

Палиноспектр – процентное соотношение пыльцы и спор всех таксонов высших растений, определенных до вида, рода, подрода или семейства в проанализированном образце современных или древних отложений. При достаточной для проведения анализа концентрации пыльцы и спор (не менее 10 зерен на 1 грамм осадка), для того чтобы минимизировать статистическую погрешность, необходимо определить и зарегистрировать не менее 500 зерен в каждом образце. Пыльцевые и споровые зерна имеют микроскопические размеры (преимущественно в интервале 10-150 микрон), поэтому их определение ведется под микроскопом при рабочих увеличениях $\times 100$, $\times 200$ и $\times 400$ (рис. 3.1.).

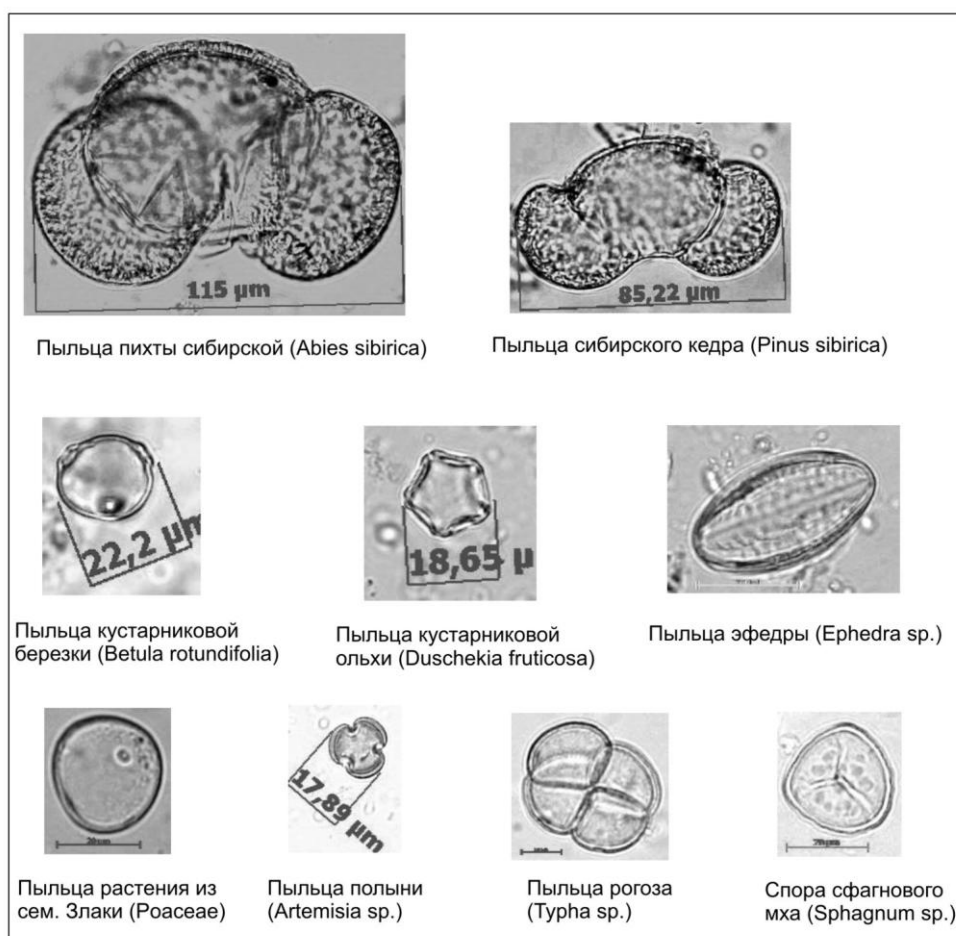


Рис. 3.1. Микрофотографии пыльцы и спор некоторых древесных, кустарниковых и травянистых растений

Палиноспектры новейших отложений служат основой воссоздания облика как зональных (плакорных, автоморфных) палеоландшафтов, так и аazonальных или интразональных растительных сообществ. Реконструкции гидроморфных палеоландшафтов и обоснование возраста субаквальных толщ

существенно дополняет изучение обнаруженных в их спектрах зерен пыльцы и спор прибрежно-водных и водных растений.

В современной палинологии позднекайнозойских отложений часто в состав палиноспектра включаются все содержащиеся в мацерате палиноморфы, т.е. наряду с аллохтонными пыльцой и спорами высших растений фиксируются водоросли и споры грибов, а также переотложенные микроостатки докайнозойских таксонов. Способ подсчета процентного содержания определенных в пробе таксонов (погрупповой или от общего числа изученных пыльцевых и споровых зерен) должен соответствовать таковому в субфоссильных (субрецентных) палиноспектрах, привлекаемых для определения типа зонально-ботанической принадлежности ископаемого спорово-пыльцевого спектра и дальнейшей палеогеографической интерпретации.

Самым наглядным видом графического изображения спорово-пыльцевых данных четвертичных отложений, как показал опыт, являются диаграммы развернутого типа, в которых изменение содержания каждого компонента спектра показано на персональном графике (рис. 3.2).

Процесс ландшафтно-климатической и фациально-генетической интерпретации результатов детального палинологического изучения позднекайнозойских толщ, представленных списками палинофлор, микрофотографиями пыльцы и спор, таблицами и диаграммами с составом и процентным содержанием всех компонентов палиноспектров и другой документацией, включает следующие приемы и направления палеоботанических исследований:

- а) тафономический анализ оболочек пыльцы и спор и выявление факторов формирования ископаемых палиноспектров;
- б) анализ спорово-пыльцевых диаграмм и выделение палинозон (см. последнюю колонку на рис. 3.2);
- в) анализ ископаемых палиноспектров и их сопоставление с субфоссильными палиноспектрами разнофациальных проб современных осадков, отражающими разные зональные или аazonальные типы растительных сообществ;
- г) определение зонально-ботанической принадлежности ископаемых палиноспектров (их зонального типа);
- д) определение с помощью субфоссильных спектров-аналогов палеорастительной формации, нашедшей отражение в ископаемых палиноспектрах;
- е) анализ состава палинофлоры, ее эколого-ценотический и пространственно-географический (ареалогический) анализ;
- ж) определение центров современной концентрации таксонов ископаемой палинофлоры;
- з) определение параметров палеоклиматов с помощью различных методов.

Значение палинологических исследований в познании истории палеогеографического развития различных территорий трудно переоценить. Палеогеографическими итогами интерпретации палинологических данных являются реконструкции:

- 1) фациальных обстановок осадконакопления;
- 2) состава флоры с целью установления характерных и показательных таксонов;
- 3) зонального типа растительного покрова;
- 4) характера доминирующих растительных формаций и их дифференциации в пределах изучаемой территории;

- 5) сукцессий (последовательных смен) фитоценозов в течение установленных климатических ритмов (т.е. фаз в развитии растительности каждого теплого и холодного ритма);
- 6) типа климата и его качественной характеристики;
- 7) количественных значений наиболее информативных климатических параметров (температуры года, самого теплого и самого холодного месяца, годовая сумма осадков и др.);
- 8) характеристики основных этапов развития флоры, растительности и климата в плейстоцене и голоцене.

Непосредственная зависимость растительности от общеземных климатических процессов предоставляет возможность выявить по палинологическим данным глобальные похолодания и потепления, которые на разных территориальных уровнях находили отражение в разнообразных палеогеографических событиях. В пределах страторайонов, характеризующихся сходством строения новейших отложений и общностью палеогеографического развития, чередующиеся ритмы глобальных потеплений и похолоданий выражались сменами межледниковых ландшафтов ледниковыми или перигляциальными (или иными внеледниковыми) ландшафтами эпох похолоданий и специфическим для каждого позднекайнозойского климатического события составом флоры, растительности, почв, фаций рыхлых отложений, форм рельефа и других ландшафтных компонентов.

Объем современной палинологической информации, полученной по разрезам новейших отложений, позволяет широко использовать в практике палеогеографических исследований палинологические критерии прямой и косвенной индикации указанных природных событий, установить их ранг и характерные особенности.

3.3. Реконструкции среды и динамики седиментогенеза

Палинологическими показателями фациальных обстановок формирования новейших отложений являются тафономические особенности ископаемых палиноформ, их концентрация в 1 грамме осадка, состав спорово-пыльцевых спектров, экология растений-продуцентов, наличие, состав и возраст переотложенных форм и пр. Регистрация при микроскопировании мацерата состояния оболочек пыльцы и спор, типов разрушений (разрывов, разрыхлений, метаморфизации и т.д.), установление их участия в процессах агрегирования и т.д. позволяют делать выводы о среде и динамике осадкообразования, физико-химических, биологических и других условиях седиментогенеза. В качестве примера возможностей палинотафономического анализа для реконструкции условий осадкообразования приведем данные о типах и формах разрушений экзины и экзоспория в озерных, болотных и почвенных палиноспектрах (табл. 3.1).

Анализ типов разрушений спородермы и форм их выражения позволяет делать выводы не только о фациальный, но и зональной принадлежности изученного осадка.

Рассмотрим значение спорово-пыльцевого анализа в изучении субаквальных и субаэральных отложений для целей палеогеографии.

Таблица 3. 1. Формы и типы разрушений спородермы в осадках озерного, болотного и почвенного генезиса [по Н.А. Березиной, 1969]

Формы разрушения	Типы разрушения	Причины разрушения	Фации отложений
Разрывы	Физический	Трение, давление, колебания водного и температурного режимов	Сапропель, торф, почвы
Истончение Разрыхление Расслоение	Химический	Окисление, действий ионов OH^-	Почвы и торфа с нейтральной и щелочной реакцией среды
Точечные повреждения. Ветвящиеся повреждения. Краевая изъеденность	Микробиологический	Воздействие микроорганизмов	

3.3.1. Маринопалинология и палинология континентальных субаквальных осадков

Реконструкции условий осадкообразования опираются на знания об экологической приуроченности современных растений и палиноморфологические работы, способствующие расширению списков изучаемых палинофлор за счет видовых определений пыльцы и спор. Значение этих работ для выявления среды седиментогенеза трудно переоценить. Например, присутствие в спектре пыльцы гидрофитов – ореха водяного (*Trapa natans*), сальвинии плавающей (*Salvinia natans*), видов урути (*Myriophyllum*), кувшинки (*Nymphaea*), кубышки (*Nuphar*), рдеста (*Potamogeton*) и др. свидетельствует об осадкообразовании в пресноводном неглубоком водоеме. Показателями прибрежной полосы пресноводных водоемов и рек являются находки пыльцы гелофитов – частухи (*Alisma*), ежеголовника (*Sparganium*) и др., а зону морской литорали диагностируют находки пыльцы подорожника солончакового (*Plantago salsa*), солероса европейского (*Salicornia europaea*) и др.

Г.В. Мусина и Р.С. Сахибгареев [1984], изучившие формы и степень повреждения оболочек пыльцы и спор в поверхностных осадках Белого и Черного морей, установили тафономические критерии восстановления некоторых обстановок морского осадкообразования. Так, спектры с разрушенными пыльцевыми зернами *Pinus* и *Picea* принадлежат осадкам глубоководной зоны Белого моря, а если кроме них повреждены и оболочки покрытосеменных растений и некоторых спор (*Sphagnum*), то это свидетельствует, что накопление отложений происходило в прибрежной зоне моря. В глубоководных илах на 240-250-метровой глубине поврежденные оболочки составляют 2-15%, а в прибрежной зоне 17-50%. В черноморских осадках до глубины 100 м содержание разрушенных зерен составляет 2-10% (в основном, это пыльца *Pinus*), а с увеличением глубины оно уменьшается. На основании собственных и литературных данных авторы пришли к заключению, что “учет степе-

ни физического повреждения пыльцы и спор позволяет характеризовать стадию литогенеза, зональное распределение осадков, тип бассейна и, в некоторой степени,—источник поступления пыльцы” (с. 40).

Проводимые в комплексе маринопалинологических исследований методические работы, посвященные закономерностям формирования спорово-пыльцевых спектров морских и океанических осадков, содержат разнообразные сведения, которые, наряду с указанными выше тафономическими особенностями пыльцы и спор в морских осадках, могут быть использованы при реконструкциях как фациальных, так и климатических условий осадконакопления внутриконтинентальных и открытых морей.

Е.С. Малясова [1976], изучившая палиноспектры донных осадков Белого моря, отмечает зависимость концентрации палиноформ, их состава и процентного содержания отдельных таксонов от морфодинамических условий бассейна. Концентрация пыльцы и спор в береговой полосе составляет до 20 зерен в 1 г осадка, в мелководной зоне — от 70 до 400 з/г, на склоне — 100-1400 з/г, в глубоководной зоне — 1600-21000 з/г. Установлены следующие зависимости состава спектров от гидродинамического режима бассейна: на мелководье формируются спектры с господством 1-2 компонентов и только в них присутствует пыльца прибрежно-водных и водных растений (*Typha*, *Myriophyllum*, *Sparganium* и др.); на склонах шельфа и в центральной части морских котловин спектры имеют разнообразный состав, при этом в глубоководных фациях преобладают имеющие хорошую плавучесть пыльца сосны (*Pinus*), споры сфагнума (*Sphagnum*) и плауна (*Lycopodium*).

В.А. Вронский [1983] в качестве критериев определения регрессивных и трансгрессивных фаз Каспийского и Азовского морей использовал концентрацию пыльцы и спор, характер спорово-пыльцевых спектров, количество переотложенных форм и др. Падения уровня моря характеризуют палиноспектры с концентрацией пыльцы и спор менее 1 зерна на 1 г осадка, абсолютное преобладание микрофоссилий трав и кустарничков, в основном, представленных пылью маревых (*Chenopodiaceae*), полыни (*Artemisia*), астровых (*Asteraceae*), цикориевых (*Cichoriaceae*) и значительным участием переотложенных зерен. На изменения климата в сторону смягчения континентальности и увеличения увлажненности, приводившие к трансгрессивным состояниям, указывают: высокая концентрация зерен (100 и более з/г); малая доля переотложенных фирм (1-9%); значительное участие пыльцы древесных пород (5-16%), присутствие среди нее пыльцы широколиственных деревьев (дуба *Quercus*, граба *Carpinus*, вяза *Ulmus*, каштана *Castanea* и др.); увеличение содержания пыльцы злаков *Poaceae*, осок *Cyperaceae*, разнотравья *Herbetum mixtum*, водных и прибрежно-водных растений; заметная роль спор, среди которых доминируют остатки папоротников семейства *Polypodiaceae* и сфагнового мха *Sphagnum*.

Эти и другие палинологические показатели, выявленные для разных бассейнов, служат критериями регистрации палеогеографических событий, происходивших во внутренних морях, в зоне шельфа и океане.

3.3.2. Палинология субаэральных отложений

Индикаторами среды субаэрального литогенеза служат остатки многих наземных растений. Приуроченность растений к почвам с определенными

значениями pH позволяет проводить палиноиндикацию степени кислотности палеопочвенных условий. Так, обилие в палиноспектрах пыльцы пихты сибирской (*Abies sibirica*) указывает на pH в интервале примерно 4,5-5,5, липы сердцелистной (*Tilia cordata*) – 5,5-7,0, а ореха серого (*Juglans cinerea*) – 6,9-7,4. Наличие в спектрах пыльцы галофитов, к которым относятся многие виды семейств маревых (*Chenopodiaceae*), свинчатковых (*Plumbaginaceae*), гребенщиковых (*Tamaricaceae*) и др., указывает на тип и степень засоленности почв.

Трудно переоценить роль палинологического анализа в решении вопросов генезиса и палеогеографических условий образования субаэральных отложений, и, прежде всего, одного из самых ярких палеогеографических феноменов плейстоцена – лёссово-почвенной формации (ЛПФ). Являясь неисчерпаемым источником информации об истории природной среды в последний миллион лет, она принадлежит к числу важнейших геоэкологических объектов, во многом определяющих условия хозяйственной деятельности человека в областях своего распространения.

В то же время лёссово-почвенные образования из-за особенностей тафономии палиноморф в субаэральных отложениях, в аридном климате и щелочной среде осадконакопления, вызывающих их деструкцию или агрегирование, долгое время находились как бы вне сферы палеоботанических работ. Более полутора столетий существовала так называемая «проблема лёссов». Выводы о генезисе, условиях образования, стратиграфии и корреляции лёссово-почвенной формации оставались дискуссионными, т.к. не были подкреплены подробными ландшафтно-климатическими реконструкциями периодов образования каждого горизонта лёссов и ископаемых почв. При отсутствии репрезентативных палеоботанических данных, подавляющее число исследователей *a priori* придерживалось мнения, что на всей территории Евразии лёссы отвечают ледниковым эпохам, а ископаемые почвы – межледниковьям или межстадиалам.

Успешному решению «проблемы лёссов» способствовали подробные палинологические исследования опорных разрезов ледниково-перигляциальной и внеледниковой зон Северной Евразии с помощью продуктивных методик выделения палиноморф из ранее палеоботанически «немых» субаэральных толщ. Получен обширный объем палинологических данных как главных фаций ЛПФ – лёссовых пород и ископаемых почв, – так и парагенетически связанных с ней ледниковых, аллювиальных, озерных и других аккумуляций позднего кайнозоя [Болиховская, 1976, 1995]. Они стали основой для выводов о генезисе изученных лёссовых, палеопочвенных и лёссоподобных образований, основывающихся на палинотафономических исследованиях, эколого-ценотическом анализе палинофлор и детальном климато-фитоценотических реконструкциях.

Результаты многолетнего полевого изучения и подробного послойного спорово-пыльцевого анализа содержащих лёссово-почвенные толщи опорных разрезов плейстоцена, расположенных в бассейне верхней Оки, верхнего Дона, среднего Днепра, среднего Днестра, средней Кумы, среднего Дуная, в северо-восточном Приазовье, Таджикской депрессии, Приташкентском районе и др., позволили решить важнейшие вопросы палеогеографии лёссово-почвенной формации Северной Евразии. Установлены пространственно-

временные закономерности образования лёссов и ископаемых почв Северной Евразии и предложена новая концепция генезиса и эволюции лёссово-почвенной формации [Болиховская, 1995; Bolikhovskaya, 2004], основные положения которой следующие.

1. Лёссово-почвенная формация – лито-био-геохимический феномен, обязанный своему появлению, существованию и развитию специфическим ландшафтно-климатическим условиям ледниково-перигляциальных и вне-ледниковых областей умеренного пояса в плейстоцене. Палеогеографическими предпосылками ее образования к началу неоплейстоцена явились: а) покровная седиментация глинисто-алевритового материала на равнинах; б) направленная континентализация климата; в) широкое и прогрессирующее распространение в умеренной зоне с конца неогенового и начала четвертичного периодов травяно-кустарничковых сообществ, в которых в качестве доминантов и содоминантов выступали злаки, разнотравье, полынь и маревые.

2. Лёссово-почвенная формация представляет собой сложно построенное разнофациальное геологическое тело высокого таксономического ранга. Пространственно-временная связь ЛПФ с другими формациями выражается присутствием в ней ледниковых, морских, аллювиальных и вулканогенных отложений плейстоцена. Главными фациальными компонентами ЛПФ являются лёссовые породы и ископаемые почвы.

3. Выявлено несовпадение во многих случаях границ между лёссовыми и почвенными горизонтами с границами термохронов и криохронов, а также ходом реконструированных палеоклиматических колебаний. Оно свидетельствует, что лёсс и почва в палеогеографическом понимании не антагонисты, а паритетные члены единого пространственно-временного образования. Формирование фаций каждого из них обуславливалось рельефом, материнской породой (выполнявшей как роль субстрата, так и материала почвообразования и лёссонакопления), климатом, растительностью, деятельностью животных, влиянием поверхностных вод, временем и скоростью седиментации минерального субстрата, т.е. теми факторами, которые являются факторами почвообразования.

4. Лёссовые горизонты представляют собой или осадочную породу, или перманентно-аккумулятивное почвенное образование, или недоразвитую почву, или генетический горизонт специфической полноразвитой почвы в зависимости от того, в каких палеоландшафтных условиях они формировались.

5. Образование лёссовых горизонтов в Восточной Европе происходило во время всех стадий ледниковых климатических ритмов, включая межстадиальные и межфазальные потепления, а также во время термксеротических стадий и эндотермальных похолоданий межледниковых климатических ритмов. Формирование ископаемых почв происходило во время всех стадий межледниковых климатических ритмов, а также межстадиальных и межфазальных потеплений и криогигротических стадий ледниковых климатических ритмов. Только криоксеротические стадии оледенений характеризовались на Восточно-Европейской равнине чрезвычайной локализацией собственно почвенных покровов и почти повсеместным развитием лёссовых покровов.

Образование ЛПФ Западно-Европейской и Средне-Азиатской лёссовых провинций обуславливалось теми же закономерностями. Материалы палино-

тафономических исследований и эколого-ценотического анализа едомных палинофлор, а также детальные фитоценотические и климатические реконструкции, выполненные для едомных отложений Северо-Азиатской провинции, свидетельствуют, что последние не являются лёссовыми образованиями, а представляют собой синкриогенный аллювиально-пойменный аналог позднелайстоценовых горизонтов лёссово-почвенной формации.

6. Синтез ландшафтно-климатических реконструкций ледниковых и межледниковых этапов образования лёссов и ископаемых почв выявил климато-фитоценотические особенности условий образования фаций лёссово-почвенной формации. Установлено, что литогенез лёссов и лёссовидных отложений Северной Евразии осуществлялся в пустынных, полупустынных, степных, лесостепных, лесных, лесотундровых и тундровых ландшафтах перигляциального и экстрагляциального типов, а также в полупустынных, степных, лесостепных и лесных ландшафтах межледникового типа. Ископаемые почвы, как и лёссы, формировались в тундровых, лесотундровых, лесных, лесостепных, степных и полупустынных ландшафтах перигляциального и экстрагляциального типов, а также в лесных, лесостепных, степных и полупустынных ландшафтах межледникового типа. То есть, образование лёссов Северной Евразии в плейстоцене не происходило в тундровых, лесотундровых и, возможно, пустынных ландшафтах межледникового типа.

Примеры палиноиндикации событий, подобные приведенным выше, можно продолжить. Однако учитывая, что диагностика с помощью палинологического метода подавляющего большинства палеогеографических событий, относящихся к истории седиментогенеза, образования форм рельефа, водоемов, болот и других компонентов неживой природы, а также к истории первобытного человека и фауны, проводится на основании реконструкций фитоценотических и климатических изменений, вызывавших или сопровождавших эти события, т.е. по косвенным признакам, остановимся на главном применении метода – реконструкциях этапов развития плейстоценовых флор, растительности и климата.

3.4. Реконструкции флоры и растительности плейстоцена и голоцена

3.4.1. Палеофлористические и палеофитоценотические реконструкции по данным изучения морских и океанических осадков

Активные палинологические исследования морских и океанических осадков начались относительно недавно, в середине 1950-х годов. Работами отечественных и зарубежных палинологов (Е.В. Коренева, Е.С. Малясова, В.А. Вронский, Т.А. Абрамова, С.А. Сафарова, Р. М. Хитрова, В.И. Хомутова, М.Б. Чернышова, Г.М. Шумова, А.Ю. Шарапова, J. Bernard, S. Bottema, J. Groot, D. Habib, G. Larson, M. Rossignol, E.A. Stanley, A. Traverse, W.H. Zagwijn и др.) установлено, что при учете закономерностей фоссилизации пыльцы и спор в открытых и внутренних морях по позднекайнозойским палиноспектрам с достаточной точностью можно выразить особенности изменения растительности и климата прилегающей суши за время накопления вмещающих их осадков.

Палинологические материалы позволяют выявить зависимость морского осадконакопления от межледниковых и ледниковых событий на материках, сопоставить ритмы морского литогенеза с глобальной климатической ритмикой и т.д. Например, согласно анализу морских колонок, отобранных на всех крупных морфоструктурных элементах шельфа Карского моря, воссозданы режим осадкообразования, последовательность размывов и смены палеогеографических обстановок изученного района в палеогеновый, неогеновый, казанцевский, зырянский, каргинский и голоценовый этапы [Хитрова, 1989].

Исходя из детального палинологического анализа плейстоценовых отложений шельфа Японского моря, получена подробная характеристика растительности и климата Среднего Приморья для периода со второй половины среднего плейстоцена до голоцена включительно. Выявлены сложные климатические сукцессии внутри зырянского, каргинского, сартанского и голоценового интервалов [Шумова, 1991]. Неоднократные смены климатических условий и перерывы осадконакопления в глубоководных районах Балтики на протяжении голоцена установлены В.И. Хомутовой [1974] при изучении донных отложений центральной и юго-восточной частей моря. Подобные исследования выполнены для многих морских бассейнов.

Методически более трудной задачей Маринопалинологии оказалась палиноиндикация абиссальных областей морей и океанов, далеко удаленных от материков. Обобщая материалы многолетних исследований, Е.В. Коренева [1974] установила, что в глубоководных осадках, расположенных далее 500 км от занятой растительностью суши, спорово-пыльцевые спектры усреднены и могут не отражать состав фитоценозов ближайших побережий. Тем не менее, для центральных частей Охотского и Японского морей, для Аргентинской котловины, расположенной далее 1000 м от берега, и для других районов были выделены горизонты с палиноспектрами межледникового и ледникового типа, установлена их хронологическая последовательность [Коренева, 1957 и др.; Groot et al., 1967]. Подобные попытки корреляции климатических изменений, фиксируемых в глубоководных толщах Тихого, Атлантического и других океанов, с палеогеографическими событиями на материках и палиностратиграфические исследования, начатые Е.В. Кореновой [1964], Дж. Грутом [J. Groot, C. Groot, 1964, 1966; Groot et al., 1967], Д. Хэбибом [Habib, 1968, 1972] и другими, успешно продолжают при выполнении проектов исследования абиссальной зоны Мирового океана.

3.4.2. Палеофлористические и палеофитоценотические реконструкции в континентальных районах

Наиболее широко палинологические данные используются для изучения эволюции природной среды континентальных районов, т.к. результаты детального спорово-пыльцевого анализа представляют собой наиболее полную запись изменений флоры, растительности и климата плейстоцена и голоцена. Растительность быстро реагирует на изменения климата, поэтому палинологические данные позволяют установить все теплые и холодные периоды, реконструировать непрерывную последовательность флористических, фитоценотических и климатических смен, происходивших на протяжении этих периодов, и выявить климато-фитоценотические особенности каждого из них.

Происходившие в плейстоцене глобальные климатические колебания, выразившиеся сменами межледниковых и ледниковых эпох, в материковых областях нашли отражение в таких палеогеографических событиях, как развитие и деградация оледенений (покровных на равнинах и горных в горах), распространение и исчезновение в ледниковой и перигляциальной зонах многолетней мерзлоты, развитие на равнинах, в предгорьях и межгорных котловинах умеренных широт (24-55°) обоих полушарий лёссово-почвенной формации, чередование трансгрессий и регрессий озер и морей, климатообусловленные смены материальных культур, миграции и адаптации или вымирание доисторических людей и др.

В растительном мире глобальные климатические изменения привели к деградации существовавшего в неогене на Евразийском материке трансконтинентального пояса арктотретичных широколиственных лесов и появлению в позднем кайнозое в составе растительного покрова Северной Евразии степных, тундровых и лесных хвойно-бореальных (таежных) типов растительности, т.е. к возникновению близких к современным природных зон, их миграциям и трансформациям. В условиях ледникового климата шло развитие перигляциальных типов растительности, полные аналоги которых в современных (межледниковых) условиях, возможно, отсутствуют.

Палинологические данные служат основой для решения весьма широкого круга вопросов позднекайнозойской истории флоры и растительности. Они позволяют установить:

- количество и ранг (межледниковый, межстадиальный, ледниковый, стадийный и т.д.) всех этапов развития флоры и растительности в плейстоцене и голоцене;
- характер (зональный, формационный, региональный, локальный, азональный и т.д.) растительности в различные этапы ее эволюции;
- особенности сукцессионных процессов в развитии растительности на протяжении каждого теплого и холодного этапа;
- дифференциацию растительного покрова на различных по площади территориях для различных хронологических срезов;
- динамику (появление, миграции, исчезновение) отдельных таксонов, флор, растительных зон, формаций и т.д. на протяжении отдельных климатических ритмов или позднего кайнозоя в целом;
- величину сдвигов границ зон, подзон, формаций или отдельных таксонов в отдельные отрезки позднего кайнозоя;
- состав, время существования и географическое положение рефугиумов и локалитетов.

Реконструкции растительности межледниковых и холодных эпох

За почти 120-летний период, прошедший с начала использования палинологического метода в палеогеографических исследованиях, накоплен обширнейший материал, освещающий различные аспекты истории флоры и растительности. Самое большое количество палеоботанических данных получено для озерных, болотных и аллювиальных отложений бореальных областей северного полушария. Эти работы, выполненные на разном уровне пространственных и временных обобщений, характеризуют историю бореальных и умеренных лесных и перигляциальных флор и фитоценозов.

В палинологической литературе содержится множество примеров восстановления и корреляции межледниковых/ледниковых событий в истории растительности, происходивших на протяжении всего плейстоцена.

Характеристику плейстоценовых лесных формаций Восточной Англии находим в работе Р.Дж.Уэста [West, 1980], реконструировавшего их флористический состав и сукцессионные смены во время семи межледниковых эпох (в том числе голоценовой) – *Ludhamian+Antian*, *Bramertonian*, *Pastonian*, *Cromerian*, *Hoxnian*, *Ipswichian*, *Flandrian*, разделяющих их холодных эпох, предплейстоценового отрезка времени и двух интерстадиалов, которые выделены внутри уолстонского (=заале, днепровского) оледенения и внутри раннедевонийского (=ранневислинского, ранневалдайского) похолодания. Им прослежена роль основных лесообразующих пород, неогеновых реликтов и рефугиумов в становлении лесных флор и проведено сравнение реконструированных этапов с этапами развития плейстоценовых лесов в континентальной части северо-западной Европы.

К числу равнинных территорий Северной Евразии, где климатические и климатообусловленные процессы плейстоцена оказали наиболее значительное (и непосредственное, и опосредованное) влияние на развитие растительного покрова, относится Восточно-Европейская равнина. Об этом свидетельствуют реконструкции, выполненные для разных ее районов В.Н. Сукачевым, В.П. Гричуком, П.И. Дорофеевым, П.А. Никитиным, З.В. Алешинской, Р.Я. Арап, А.Т. Артюшенко, Л.Г. Безусько, Г.Н. Бердовской, Н.С. Болиховской, Т.Д. Боярской, М.Н. Валуевой, Ф.Ю. Величкевичем, Н.П. Герасименко, М.П. Гричук, З.П. Губониной, В.С. Гуновой, Я.К. Еловичевой, Э.М. Зеликсон, О.П. Кондратене, Н.И. Кузнецовой, Э. Лийвранд, Е.М. Малаевой, Е.С. Малясовой, Н.А. Махнач, С.И. Медяник, М.Х. Моносзон, В.К. Немковой, С.И. Паришкура-Турло, В.В. Писаревой, Э.С. Плешивцевой, Е.А. Спиридоновой, В.И. Хомутовой, Т.В. Якубовской и многими другими.

Самым весомым вкладом в разработку методических основ палинологии плейстоцена явились труды В.П. Гричука и его учеников. В итоговой работе В.П. Гричука «История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене» [1989] по палеоботаническим данным, полученным в основном к началу 1980-х годов, охарактеризованы флора и растительность 12-ти термохронов и криохронов разного ранга, реконструирована палеозональность растительности оптимальных фаз эоплейстоценового, брестского (ильинского), налибокского (мучкапского), лихвинского и микулинского межледниковий и пессимума поздневалдайского оледенения.

В растительном покрове времени климатических оптимумов эоплейстоцена, обоих раннеплейстоценовых и лихвинского межледниковий выделены два типа растительности – степной и лесной, а в составе лесной области – формации хвойных и березовых лесов, хвойных лесов с примесью широколиственных пород и хвойно-широколиственных лесов. Зона широколиственных лесов установлена только для кульминационной фазы климатического оптимума микулинского межледниковья, когда она представляла собой обширный пояс неморальных лесов (рис. 3.3).

За два прошедших десятилетия существенно пополнился банк палинологических данных. Опубликованы обобщающие работы, в которых представлены результаты обширных исследований и выполненные с учетом

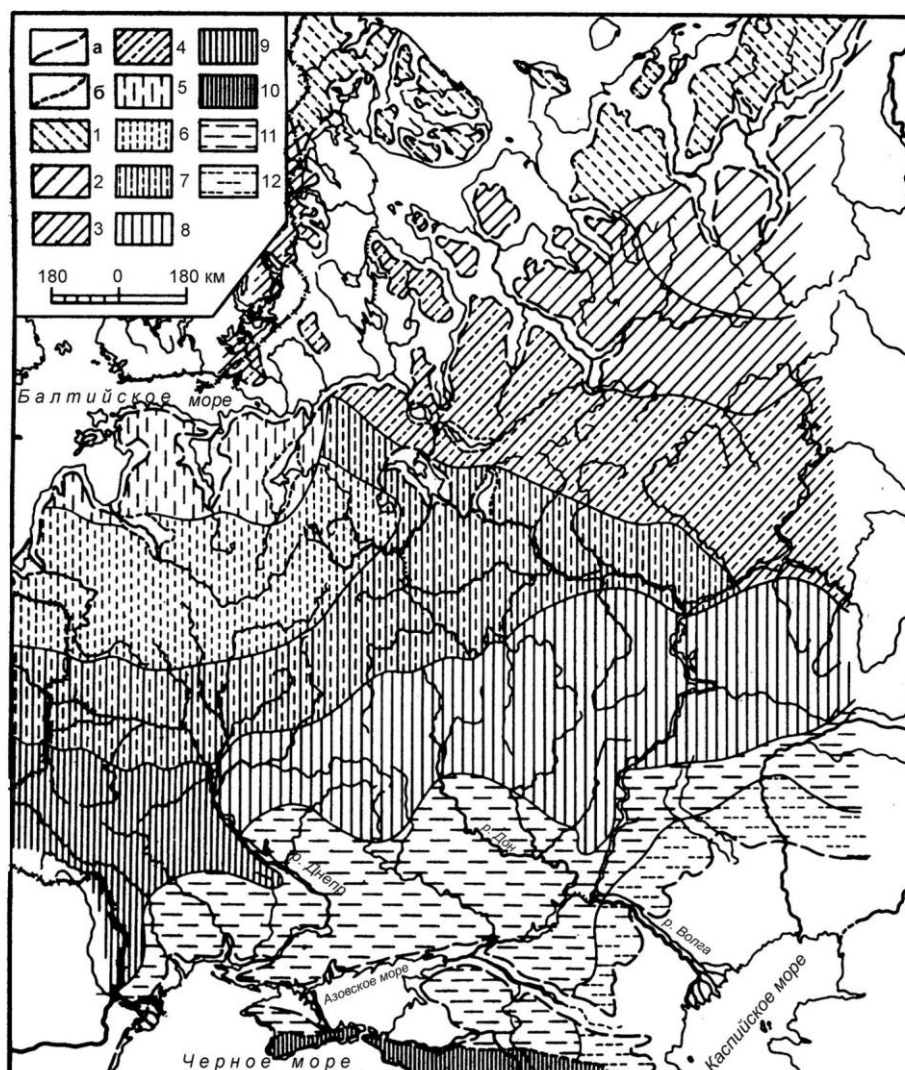


Рис. 3.3. Карта растительного покрова Восточно-Европейской равнины в оптимум микулинского межледникового [по В.П. Гричуку, 1989]. Условные обозначения см. в таблице 2.

новых данных реконструкции изменений растительного покрова, происшедших в межледниковые и ледниковые эпохи плейстоцена в различных районах всей Восточно-Европейской равнины [Болиховская, 2004], ее южной половины [Болиховская, 1995], ее северной половины [История плейстоценовых озер..., 1998], Северо-Запада России [Проблемы стратиграфии..., 2000], Эстонии [Liivrand, 1991], Литвы [Кондратене, 1996], Латвии [Kalnina, 2001], Беларуси [Еловичева, 1992], Украины [Сиренко, Турло, 1986; Герасименко, 2004] и Молдовы [Медяник, Михайлеску, 1992]. Представленные в них материалы свидетельствуют, что состав зональных типов растительности и растительных формаций межледниковых и холодных этапов плейстоцена был весьма разнообразным.

По палинологическим данным установлено, что значительно более сложной, чем считалось ранее, была климаторитмика плейстоцена. Подробно охарактеризованы изменения флоры, растительности и климата Восточно-

Европейской равнины на протяжении 9 межледниковых и 8 холодных (ледникового ранга) эпох последних 900 тысяч лет [Болиховская, 1995, 2004].

Особенности межледниковой растительности

Реконструкции состава флор и формаций палеорастительности климатических оптимумов 9 межледниковых эпох, полученные для всех охарактеризованных к настоящему времени палинологическими данными районов Восточно-Европейской равнины, свидетельствуют о климатических условиях, близких или более мягких, чем климатические условия оптимума голоцена и современные климатические условия на территории этих районов.

Доминирующими типами межледниковой лесной растительности, простиравшейся от северного побережья далеко на юг, были бореальные (мелколиственные и хвойные – березовые, сосновые, еловые и др.) и неморальные (широколиственные и хвойно-широколиственные) леса. Более ограниченное распространение имела степная растительность, представленная различными степными и лесостепными формациями. Тундры и лесотундры, свойственные ныне прибрежным районам Баренцева моря, а также полупустыни и пустыни, развитые в настоящее время на Прикаспийской низменности, согласно палиноспектрам плейстоценовых межледниковых отложений, в межледниковые этапы на территории Восточно-Европейской равнины отсутствовали [Гричук, 1989; Болиховская, 2004].

Зональная структура растительного покрова всех межледниковых эпох на территории Восточно-Европейской равнины была относительно простой: обширную лесную зону южнее сменяли лесостепи и степи. Равнинные степи смыкались с предгорными степями Кавказа и Крыма, далее на юг сменялись предгорными лесостепями и лесами. В то же время значительным было разнообразие межледниковых лесных формаций. Например, для межледниковий последних 900 тысяч лет в ледниково-перигляциальных и внеледниковых районах равнины нами реконструирована следующая совокупность доминировавших лесных формаций [Болиховская, 1995]:

- сосново-березовые редколесья;
- лиственнично-сосново-березовые редколесья;
- сосново-березовые леса;
- еловые леса;
- березовые редколесья с примесью широколиственных пород;
- березовые леса с примесью широколиственных пород;
- сосново-березовые леса с примесью широколиственных пород;
- березово-сосновые леса с примесью широколиственных пород;
- елово-сосново-березовые леса с примесью широколиственных пород;
- сосново-еловые леса с примесью широколиственных пород;
- березово-широколиственные леса;
- сосново-березово-широколиственные леса;
- елово-сосново-березово-широколиственные леса;
- сосново-кедрово-широколиственные леса;
- сосново-елово-широколиственные леса;
- елово-широколиственные леса;
- елово-пихтово-широколиственные леса;
- широколиственные (*Quercetum mixtum*) леса;
- широколиственные тенистые с господством граба (*Carpinus betulus*) леса;
- лесостепи;

- степи;
- предгорные лесостепи;
- грабинниковые леса;
- хвойные леса с единичными субтропическими элементами;
- смешанные хвойно-широколиственные леса с единичными субтропическими элементами;
- елово-широколиственные леса с субтропическими элементами;
- полидоминантные широколиственные леса;
- широколиственные леса с субтропическими элементами;
- полидоминантные широколиственные леса с субтропическими элементами.

Также широким было разнообразие лесных сообществ в составе лесостепных и степных ландшафтов межледниковых эпох.

Особенности перигляциальной растительности

Переходя к рассмотрению особенностей растительного покрова ледниковых (холодных) периодов, отметим, что, благодаря составленным В.П. Гричуком [1989] картам (см. рис. 3.3 и рис. 3.4), можно сделать вывод, что зональная и формационная структура растительного покрова пессимума верхневалдайского оледенения, датируемого 18 тыс. лет назад, была существенно более сложной, чем структура растительности оптимума микулинского межледниковья (табл. 3.2).

В комплексе палинологических исследований плейстоценовых отложений значительную трудность представляет фитоценотическая интерпретация перигляциальных палиноспектров и их типизация. Известная условность терминов и определений, используемых во всех работах, посвященных характеристике и пространственно-зональной дифференциации перигляциальной растительности объясняется отсутствием прямых аналогов среди современных фитоценозов и неполнотой палеоботанической информации.

Как показал сравнительный анализ, перигляциальные палиноспектры, отвечающие ледниковым этапам развития ландшафтов лёссовых областей, не имеют аналогов ни среди тундровых и лесотундровых субфоссильных спектров, отражающих ассоциации современной, подчеркнем – межледниковой, растительности (табл. 3.3), ни среди спектров климатических оптимумов голоценового и более древних плейстоценовых межледниковий, реконструированных для районов распространения современной многолетней мерзлоты [Смирнова, 1971; Левковская, 1973; Шешина, 1981; Никифорова, 1982; Болиховская и др., 1988; Болиховская, Болиховский, 1992, 1994; и др.].

К.К. Марков [Марков и др., 1968] писал, что термин «перигляциальный» дословно означает «приледниковый», что предполагает наличие ледникового покрова в тылу перигляциального района. Это понимание, по его мнению, неверное, слишком узкое, т.к. перигляциальный климат, перигляциальные ландшафты и соответствующая им перигляциальная растительность развиваются не только в области покровного оледенения, но и в областях распространения многолетнемерзлых пород, т.е. в условиях подземного оледенения. М.П. Гричук и В.П. Гричук [1960] перигляциальной растительностью считали палеорастительность той части Северной Евразии, “...которая, располагаясь за границами ледниковых покровов, находилась под их климатическим воздействием, независимо от того, как далеко от края ледника эта территория располагалась” (с. 67). Поэтому, прежде всего, подчеркнем главную особенность перигляциальной растительности.

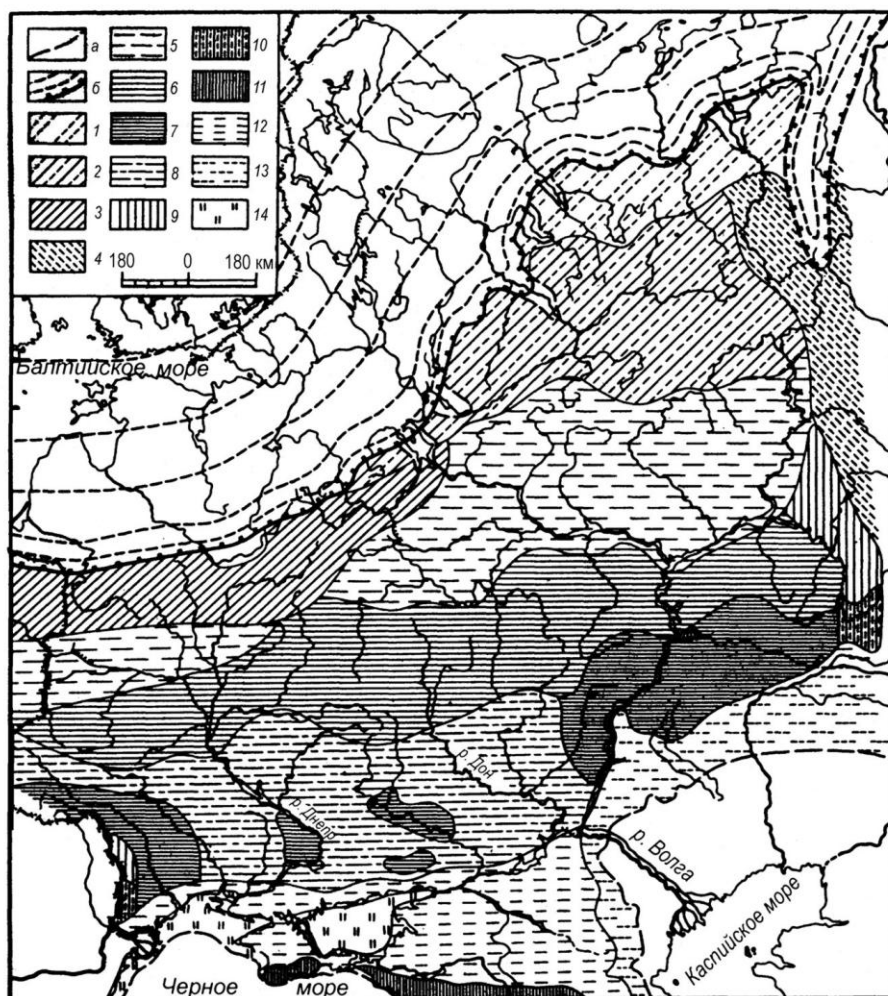


Рис. 3.4. Карта растительного покрова Восточно-Европейской равнины времени климатического пессимума валдайского оледенения [по В.П. Гричуку, 1989]. Условные обозначения см. в таблице 2.

В целом растительность ледниковых этапов характеризовалась мозаичностью — сочетанием открытых травяно-кустарничковых сообществ, кустарниковых и лесных формаций, а внутри перигляциальных биомов она представляла собой совокупность растений пустынно-степной, лесной и тундровой флор. По нашим данным, основные отличия перигляциальных палиноспектров от межледниковых палиноспектров выражаются: 1) значительно более низким содержанием или полным отсутствием пыльцы термофильных элементов дендрофлоры и микрофоссилий тепло- и влаголюбивых травянистых растений; 2) автохтонным совмещением микроостатков тундровой, бореально-лесной и пустынно-степной флор; 3) заметной ролью пыльцы и спор растений, произрастающих ныне в различных эдафических условиях — на заболоченных и луговых местообитаниях, участках с эродированным почвенным покровом, экотопах с засоленными субстратами, указывающими на существование многолетнемерзлых грунтов [Болиховская, 1999].

Таблица 3.2. Типы межледниковой и перигляциальной растительности позднего неоплейстоцена Восточно-Европейской равнины [по В.П. Гричуку, 1989]

Типы растительности климатического оптимума микулинского межледниковья	Типы растительности климатического пессимума поздневалдайского оледенения
<i>Бореальный тип растительности:</i> 1 – березовое и сосновое редколесье; 2 – березовые и смешанные хвойные леса; 3 – еловые и березовые леса с небольшим участием дуба и вяза; 4 – еловые и березовые леса с участием граба, дуба и липы. <i>Неморальный тип растительности:</i> 5 – грабовые леса с дубом, березой и елью; 6 – грабовые леса с липой и дубом; 7 – грабовые (на западе) и смешанные широколиственные леса с елью; 8 – грабовые и сосново-широколиственные леса; 9 – широколиственные леса из граба (к западу от Волги), липы и дуба; 10 – широколиственные и хвойно-широколиственные леса сложного состава (эвксинские формации). <i>Степной тип растительности:</i> 11 – луговые степи в сочетании с лесами из граба и дуба (на западе) и дуба (на востоке); 12 – степи злаковые	<i>Перигляциально-тундровый тип растительности:</i> 1 – арктические пустыни и кустарничково-моховые тундровые группировки; 2 – сочетание тундровых и остепненных ассоциаций с лиственничным, березовым и сосновым редколесьем (приледниковая растительность, северный вариант); 3 – сочетание степных и тундровых ассоциаций с сосновым и березовым редколесьем (приледниковая растительность, южный вариант); 4 – мохово-кустарничковые равнинные и горные ассоциации в сочетании с березовым и еловым редколесьем (урало-западносибирские формации). <i>Перигляциально-степной тип растительности:</i> 5 – луговые степи с формациями березовых, сосновых и еловых лесов, тундровыми группировками и галофильными группировками степного характера; 6 – луговые степи с формациями березовых и сосновых лесов и галофильными сообществами степного характера; 7 – луговые степи с формациями березовых и сосновых (с участием дуба, вяза и липы) лесов; 8 – разнотравно-злаковые степи с галофильными группировками. <i>Бореальный тип растительности:</i> 9 – формации хвойных лесов на западе с небольшим участием широколиственных пород. <i>Неморальный тип растительности:</i> 10 – формации неморальных лесов из дуба и липы с большим участием хвойных пород; 11 – формации неморальных хвойно-широколиственных и широколиственных лесов. <i>Степной тип растительности:</i> 12 – степи разнотравные и злаковые; 13 – полынные степи с понтическими элементами (<i>Sueda confusa</i> и др.); 14 – растительность лугового характера с галофильными группировками на осушенных шельфах и засоленных морских побережьях.

Исходя из всего объема имеющихся палеоботанических данных, нами предложено определять зональную принадлежность перигляциальных палеофитоценозов ледниковых этапов плейстоцена в зависимости от доли участия в характеризующих их перигляциальных палиноспектрах аркто-альпийских, гипоарктических, бореально-лесных, степных, пустынно-степных и т.д. флористических элементов.

Тундро-степи реконструируются по спектрам с высоким, но примерно равным участием тундровых и степных элементов, а *тундро-лесостепи* – по сходным спектрам, но с более значительным содержанием таких бореальных элементов дендрофлоры как сосна, лиственница, береза, ива и др. *Перигляциальные тундры* характеризуются спектрами с господством тундровых элементов, *перигляциальные лесотундры* фиксируются спектрами, в которых преобладают тундровые и бореально-лесные элементы. *Перигляциальные редколесья* идентифицируются по спектрам с доминирующей ролью бореально-лесных элементов, *перигляциальные лесостепи* отличаются спектрами, в которых преобладают бореально-лесные и степные элементы.

Таблица 3.3. Примеры осредненных палиноспектров современных субазральных отложений тундры, лесотундры и северотаежного редколесья Западной Сибири и лёссово- почвенных образований позднелейстоценовых перигляциальных тундр, лесотундр и редколесий Деснинско-Днепровской лёссовой области [по Болиховской, 1999]

Тип растительности	Тундра	Перигляциальная тундра	Лесотундра	Перигляциальная лесотундра	Северотаежное редколесье	Перигляциальное редколесье
Общий состав, %						
Пыльца деревьев и кустарников	39,0	34,2	56,0	53,5	87,5	69,0
Пыльца трав и кустарничков	47,0	15,0	29,0	19,5	9,0	16,0
Споры	14,0	50,8	15,0	27,0	3,5	15,0
Состав пыльцы деревьев и кустарников, %						
<i>Picea sect. Eupicea</i>	2,3	2,9	9,0	0,5	6,0	8,5
<i>Pinus sibirica</i>	19,7	7,3	4,0	1,5	52,0	8,5
<i>P. sylvestris</i>	13,7	35,6	20,0	8,0	14,0	38,0
<i>Larix sp.</i>	-	1,5	1,5	-	0,1	-
<i>Alnus sp.</i>	0,7	3,5	1,0	4,5	1,0	2,0
<i>Betula sect. Albae</i>	6,0	22,7	24,0	55,0	6,0	39,0
<i>B. sect. Fruticosae</i>	0,9	3,0	5,0	6,0	1,0	3,0
<i>B. sect. Nanae</i>	29,0	20,0	26,0	21,0	7,0	1,0
<i>Alnaster fruticosus</i>	9,5	1,5	7,5	0,5	12,5	2,0
<i>Salix sp.</i>	17,8	-	2,0	-	0,4	2,0
<i>Juniperus sp.</i>	-	2,0	-	3,0	-	-
Состав пыльцы трав и кустарничков, %						
<i>Cannabis sp.</i>	-	0,8	-	-	-	-
<i>Ericales</i>	3,6	0,5	63,0	1,5	16,0	5,0
<i>Arctous alpina</i>	-	-	1,0	-	1,5	-
<i>Calluna sp.</i>	-	-	-	-	1,0	-
<i>Linnaea borealis</i>	-	-	0,5	-	0,5	-
<i>Dryas sp.</i>	-	-	-	-	2,5	-
<i>Rubus chamaemorus</i>	0,1	-	0,5	-	-	-
<i>Poaceae</i>	33,1	39,3	10,0	19,5	39,5	45,0
<i>Cyperaceae</i>	45,4	1,2	10,0	0,5	23,0	-
<i>Artemisia sp.</i>	7,3	18,8	4,5	54,0	6,5	18,0
<i>A. s.g. Seriphidium</i>	-	1,2	-	2,5	-	-
<i>Chenopodiaceae</i>	1,2	8,3	0,5	8,0	1,5	2,0
<i>Herbetum mixtum</i>	9,5	29,9	10,0	14,0	8,0	30,0
Состав спор, %						
<i>Bryales</i>	31,1	11,8	49,0	39,5	43	57,0
<i>Sphagnum</i>	38,5	1,3	40,0	8,0	40,5	19,0
<i>Polypodiaceae</i>	4,0	8,2	-	10,5	8,0	9,5
<i>Athyrium filix-femina</i>	-	-	-	-	2,5	-
<i>Huperziaceae</i>	6,0	-	-	-	-	-
<i>Lycopodiaceae</i>	0,2	0,3	-	-	-	-
<i>Lycopodiella inundata</i>	0,2	-	-	-	-	-
<i>Lycopodium annotinum</i>	0,5	-	4,0	-	-	-
<i>L. dubium (pungens)</i>	3,5	-	3,0	0,5	-	-
<i>L. clavatum (lagopus)</i>	0,8	0,3	2,0	5,0	2,5	-
<i>L. appressum</i>	2,6	-	-	-	-	-
<i>Diphazium alpinum</i>	0,6	-	-	-	2,5	-
<i>Equisetum</i>	6,0	0,2	0,5	3,5	-	-
<i>Botrychium sp.</i>	-	55,0	-	23,0	-	9,5
<i>B. boreale</i>	6,0	9,8	1,5	7,0	-	5,0
<i>B. ramosum</i>	-	1,8	-	-	-	-
<i>B. simplex</i>	-	8,5	-	1,0	-	-
<i>B. lunaria</i>	-	1,0	-	-	-	-
<i>B. multifidum</i>	-	1,0	-	2,0	-	-
<i>Selaginella sibirica</i>	-	0,4	-	-	-	-

Перигляциальные степи характеризуются спектрами с господством степных элементов. Выделена также группа экстрагляциальных формаций растительности, характерных для самых южных районов. Они реконструированы по перигляциальным спектрам, в которых преобладают микроостатки представителей лесных, степных и пустынно-степных флор, заметно содержание (но значительно меньшее, чем в межледниковых оптимальных флорах) термофильных элементов, а роль криофитов, которые присутствуют всегда и обычно представлены остатками *Betula fruticosa* (редко *Betula nana*, *Alnaster fruticosus* и др.), незначительна. В зависимости от процентного участия в палиноспектрах эдификаторных – лесных, степных, пустынно-степных и пустынных – флористических элементов реконструируемые фитоценозы названы *экстрагляциальными: лесами, редколесьями, лесостепями, степями, полупустынями.*

Судя по разнообразию палиноспектров ледниковых этапов, в том числе межстадиальных и межфазиальных интервалов, полный зональный ряд плейстоценовой перигляциальной растительности Восточно-Европейской равнины включает три группы типов палеорастительности: 1) ультраперигляциальные тундро-степи и тундро-лесостепи; 2) перигляциальные тундры, лесотундры, редколесья, лесостепи, степи; 3) экстрагляциальные полупустыни, степи, лесостепи, редколесья, леса. Ультраперигляциальные и перигляциальные (или стеноперигляциальные) растительные сообщества и флоры формировались в постоянно суровом ледниковом климате. Экстрагляциальные растительные сообщества и флоры также развивались в условиях ледниковых эпох, но или в защищенных орографическими преградами, или в самых удаленных от края ледниковых покровов областях, испытывавших более слабое влияние ледникового климата, а на юге, возможно, и отепляющее воздействие морских бассейнов [Болиховская, 1999].

Приведем следующие примеры. Зональный ряд реконструированной плейстоценовой перигляциальной растительности ледниково-перигляциальной зоны Восточно-Европейской равнины в пределах Деснинско-Днепровской, Северо-Среднерусской и Окско-Донской областей составляют: *перигляциальные тундры, перигляциальные лесотундры, тундро-степи, тундро-лесостепи, перигляциальные степи, перигляциальные лесостепи, перигляциальные сосново-березовые редколесья, перигляциальные лиственнично-сосново-березовые редколесья, экстрагляциальные степи, экстрагляциальные лесостепи, экстрагляциальные сосново-березовые редколесья.* Палеорастительность холодных эпох дополняют типы перигляциальной растительности Восточно-Предкавказской внеледниковой области (*перигляциальные полупустыни и сухие степи, перигляциальные степи, перигляциальные лесостепи, перигляциальные березовые и хвойно-березовые редколесья, экстрагляциальные лесостепи, экстрагляциальные березовые редколесья, экстрагляциальные еловые и кедрово-еловые леса*), а также зональный ряд перигляциальной растительности Днестровско-Прутской внеледниковой области: *тундро-лесостепи, перигляциальные лесостепи, перигляциальные степи, перигляциальные сосновые редколесья, перигляциальные сосновые леса, экстрагляциальные степи, экстрагляциальные сухие степи, экстрагляциальные лесостепи, экстрагляциальные сосновые леса* [Болиховская, 1995].

3.5. Картографический синтез палинологических данных

Решение самой актуальной задачи современных палинологических исследований для целей корреляции – получение фитоценотических реконструкций такой степени детальности, которая отражает всю сложность дифференциации палеорастительности, – успешнее всего осуществляется для голоцена и позднего плейстоцена, хронология которых подтверждается данными абсолютного датирования.

Примерами подобных реконструкций и корреляций служат карты палеорастительных сообществ разных хроносрезов. Например, карты растительности Восточной Фенноскандии в пик позднеледниковой похолодания в позднем дриасе DR₃ (хроносрез 10500±100 л. н.) (рис. 3.5), во время пребореального потепления голоцена PB₂ (9500±100 л. н.), в максимум бореального потепления BO₂ (8500±100 л. н.), в климатический оптимум голоцена AT₃ (6000±100 л. н.) (рис. 3.6), в позднесубборельное время SB₃ (3000±100 л. н.), в максимум субатлантического потепления SA₂ (1200±100 л. н.) [Елина и др., 2000] и изопыльцевые карты Польши для хроносрезов 11000, 10000, 9000, 8000, 7000, 6000, 5000, 4000, 3000, 2000, 1000 лет назад и для современности [Ralska-Jasiewiczowa, 1983]. Они позволили проследить распространение и пути миграции растительных сообществ или важнейших древесных родов и видов на этих территориях на протяжении последних 11 тысяч лет.

С учетом всех, в том числе новейших, палинологических и радиоуглеродных данных из 93 разрезов создана карта растительного покрова Европы для стадийного похолодания позднего дриаса (<10,9 – >=10,2 тыс. л.н.), отражающая господство в этом интервале 9-ти формаций растительности – от перигляциальной кустарничковой тундры самых северных районов до экстрагляциальных разреженных широколиственных лесов в сочетании со степными участками (в центральных и южных районах Апеннинского п-ова и на п-ове Пелопоннес) и перигляциальными злаковыми степями юго-востока Европы (на юге Средней Волги, долины Среднего Урала и в Южном Предуралье [Боханке, 2008]. Убедительные примеры успешного использования палинологических данных при реконструкции растительных зон Европы и Северного полушария для двух хроносрезов — климатического оптимума эемского (=микулинского) межледникового и пессимума вейхсельского (=валдайского) оледенения, – представлены в широко известных атласах-монографиях [Палеогеография Европы..., 1982; Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии, 1993; Динамика..., 2002; Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere, 1992].

3.6. Палеоклиматические реконструкции по палинологическим данным

Значение палинологических данных для целей корреляции климатических событий подчеркивается тем, что, наряду с качественными характеристиками климата (холоднее, теплее, суше или влажнее современного; арктический, умеренный, тропический или иной тип климата), они позволяют получить количественные показатели климатических параметров (среднегодовая температура, среднеянварская и среднеиюльская температуры, среднегодовые осадки и др.). Эти реконструкции выполняются с помощью флористического (В.В. Гричук), зонально-формационного (С.С. Савина, Н.А. Хотинский), информационно-статистического (В.А. Климанов), логико-математического (Г.Ф. Букреева) и иных методов на основе анализа спорово-пыльцевых спектров, общего состава палинофлор и отдельных таксонов-индикаторов [Методы реконструкции палеоклиматов, 1985; Методические рекомендации..., 1986; Математические методы в палинологии, 1986 и др.].

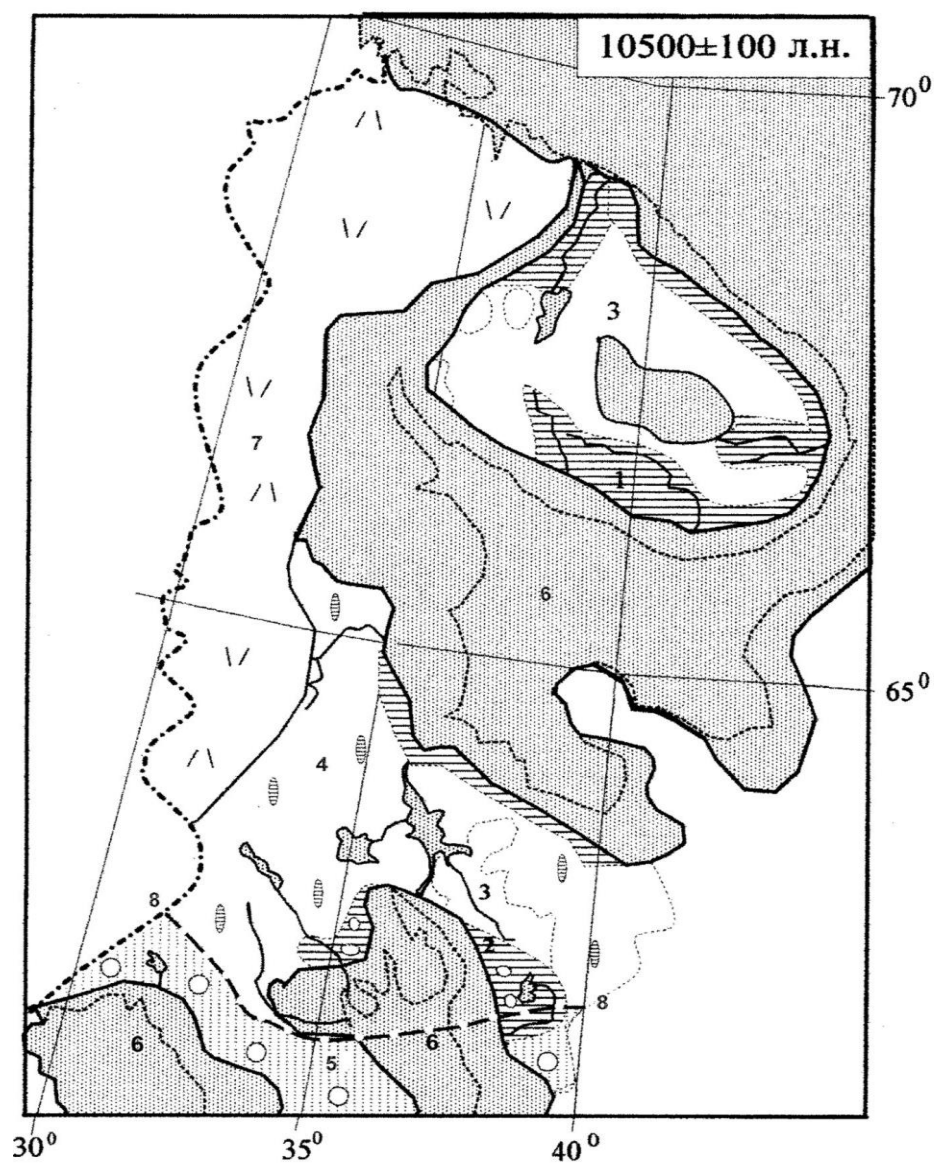


Рис. 3.5. Карта растительности Восточной Фенноскандии в пик позднеледникового похолодания в позднем дриасе DR₃ (хронослез 10500±100 л. н.) [по Г.А. Елиной и др., 2000]

- 1 – перигляциальные тундростепные полынно-маревые и разнотравные сообщества;
- 2 – перигляциальные тундростепные сообщества в сочетании с тундрами;
- 3 – кустарничковые нерасчлененные тундровые сообщества;
- 4 – кустарничковые тундровые сообщества с участием березы (*Betula sect. Albae*);
- 5 – березовые лесотундровые редколесья в сочетании с горными или равнинными тундрами;
- 6 – древние контуры Белого моря и внутренних озер;
- 7 – ледник;
- 8 – граница между тундровой и лесотундровой подзонами.

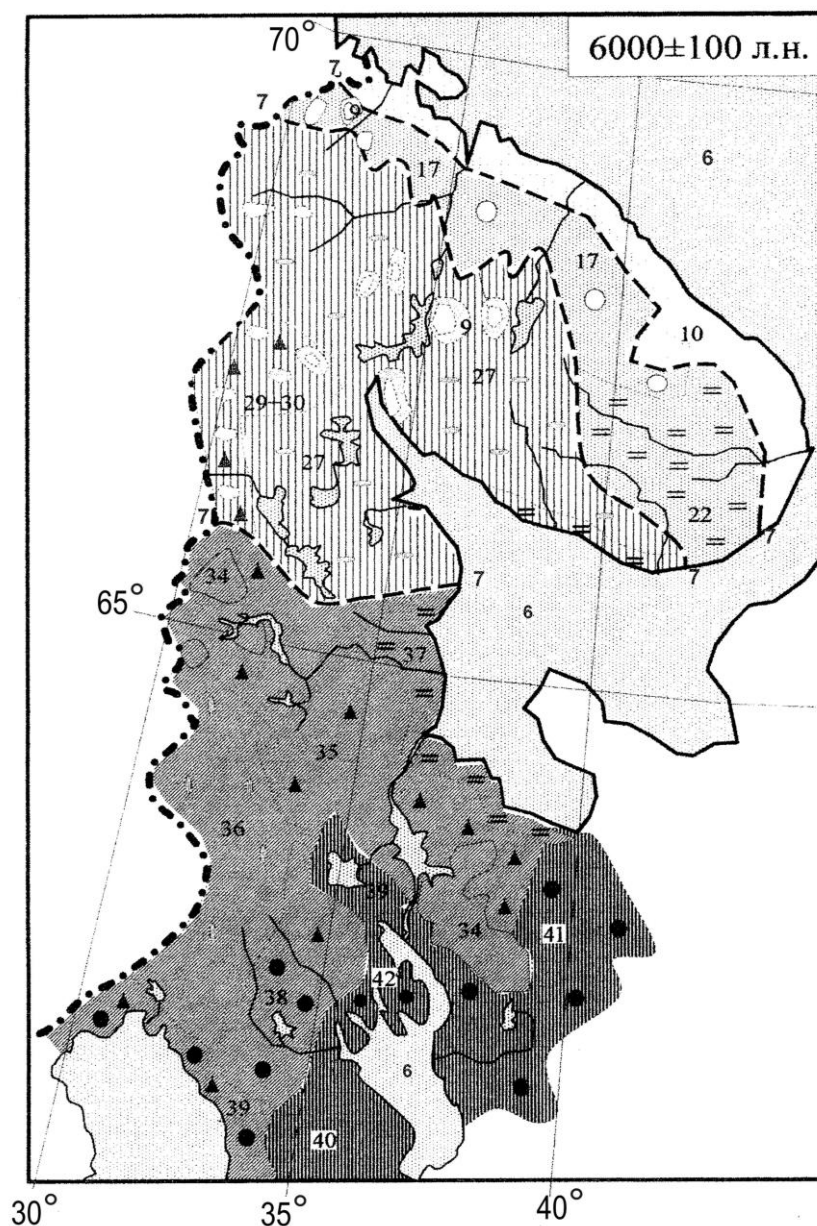


Рис. 3.6. Карта растительности Восточной Фенноскандии в климатический оптимум голоцена АТ₃ (6000±100 л. н.) [по Г.А. Елиной и др., 2000].

6 – древние контуры Белого моря и внутренних озер; 7 – границы между зонами и подзонами; 9-10 – *лесотундровые сообщества*: 9 – березовые горные криволесья (нижний пояс) и тундры (верхний пояс) в пределах лесотундры; 10 – березовые редколесья в пределах лесотундры; 17 и 22 – *северотаяжные сообщества*: 17 – сосновые леса в сочетании с тундрами или березовым редколесьем; 22 – сосновые леса в сочетании с болотами; 27, 29-30 – *среднетаяжные сообщества*: 27 – сосновые леса с березой или сочетания сосновых и березовых лесов; 29 – сосновые леса с елью в сочетании с березовым криволесьем и тундрами; 30 – сосновые леса с елью или сочетания сосновых и еловых лесов; 34-41 – *южнотаяжные сообщества*: 34 – сосновые леса; 35 – сосновые леса с елью или сочетания сосновых и еловых лесов; 36 – сосновые леса с березой или сочетания сосновых и березовых лесов; 37 – сосновые леса в сочетании с болотами; 38 – сосновые леса с участием широколиственных пород; 39 – сосновые леса с елью с участием широколиственных пород; 40 – еловые леса; 41 – еловые леса с сосной или сочетания еловых и сосновых лесов.

подавляющая часть реконструированных для различных районов Северной Евразии количественных показателей климата характеризует события позднего плейстоцена и голоцена (рис. 3.7) [Палеоклиматы голоцена..., 1988; Палеоклиматы и оледенения, 1989; Палеоклиматы позднеледниковья..., 1989]. Для межрегиональных и глобальных корреляций привлекают как реконструкции климато-фитоценологических сукцессий (рис. 3.8), так и реконструкции палеоклиматических параметров (рис. 3.9), выполненные по палинологическим данным.

Корректность палеогеографических реконструкций, корреляций и выводов о возрасте палеогеографических событий, получаемых по результатам спорово-пыльцевого анализа, существенно возрастает при использовании последнего в комплексе с другими палеонтологическими методами и методами абсолютного датирования (рис. 3.10).

3.7. Палинологические критерии климатостратиграфии и корреляции палеогеографических событий

Палинологический анализ входит в число ведущих методов реконструкции важнейших палеоклиматических событий последних примерно 2,6 миллионов лет, т.е. плейстоцена и голоцена международной шкалы. Палинологические данные составляют основу детальных схем периодизации и корреляции межледниковых и ледниковых, межстадиальных и стадийных климатических сукцессий.

На протяжении раннего кайнофита (поздний мел – ранний палеоген) в ходе эволюции произошла коренная перестройка растительного мира, завершившаяся господством покрытосеменных растений. Благодаря синтезу палинологических данных, выявлена пространственная дифференциация палеофлор на территории Северного полушария, реконструированы основные этапы их развития и установлены палиностратиграфические группы таксонов. Серию таксонов покрытосеменных растений, названных характерными, предложено использовать для внутрирегиональных корреляций, а серии коррелятивных и ключевых таксонов — для межрегиональных и, соответственно, межконтинентальных корреляций [Заклинская, 1984].

В отличие от предыдущих этапов развития Земли, изменения флоры и растительности в позднем кайнозое носили не эволюционный, а миграционный характер. Поэтому для палино-климатостратиграфии последнего отрезка геологической истории наряду с флористическими критериями привлекаются данные об особенностях реконструированных фитоценологических сукцессий, т.е. зональных и формационных изменений растительности, происходивших на протяжении межледниковых и ледниковых (холодных) эпох.

Суммировав палеоботанические материалы по межледниковым флорам внутритропической Евразии и представления Э. Рид, П.А. Никитина, В. Шафера, А.И. Толмачева и других исследователей, В.П. Гричук [1961, 1969, 1989 и др.] предложил ряд взаимоподчиненных историко-флористических и фитоценологических критериев расчленения и корреляции четвертичных отложений, которые с полным основанием могут быть использованы для определения возраста и корреляции межледниковых событий в истории флоры и растительности. Формулируя их, Гричук подчеркивал необходимость учета

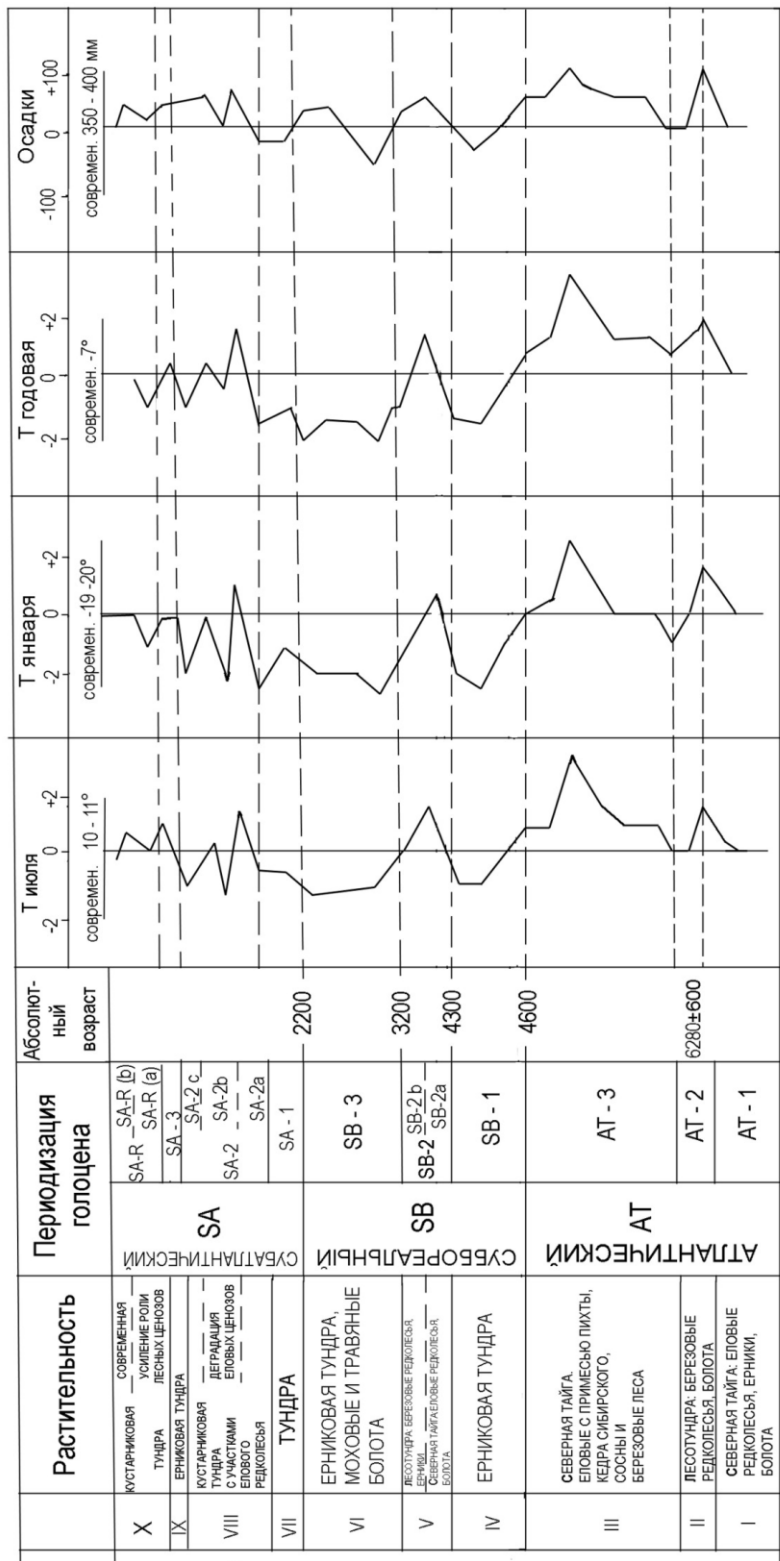


Рис. 3.7. Реконструкции изменений растительности и палеоклиматических параметров севера Большеземельской тундры в голоцене [по Н.С. Болиховской и др., 1988]

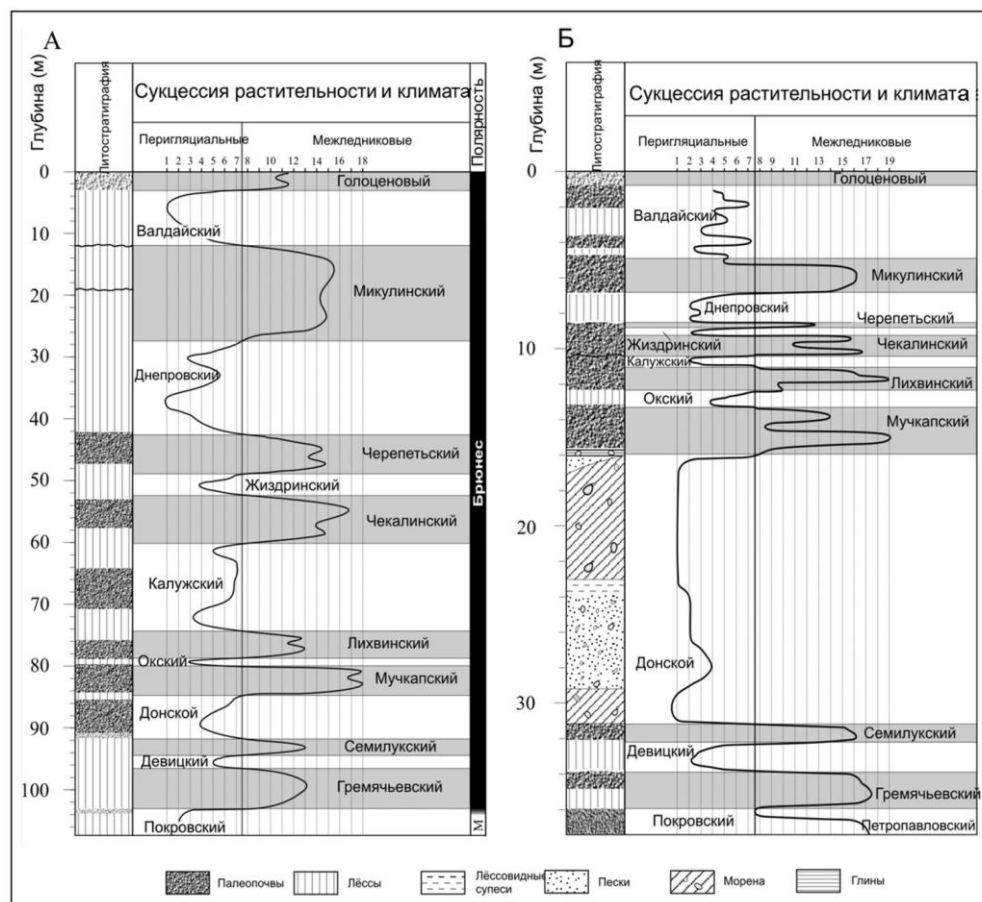


Рис. 3.8. Климатостратиграфическое расчленение разрезов Отказное (А) и Стрелица (Б).

Реконструкции растительности и климата Восточного Предкавказья и Верхнего Дона в плейстоцене по палинологическим данным [по Н.С.Болиховской, 2005]

Восточное Предкавказье (А): 1 - перигляциальные полупустыни и сухие степи; 2 - перигляциальные степи; 3 - перигляциальные лесостепи; 4 - перигляциальные березовые и хвойно-березовые редколесья; 5 - экстрагляциальные лесостепи; 6 - экстрагляциальные березовые редколесья; 7 - экстрагляциальные еловые и кедрово-еловые леса; 8 - березовые редколесья с примесью широколиственных пород; 9 - березовые леса с примесью широколиственных пород; 10 - хвойно-березовые и березово-хвойные леса с примесью широколиственных пород; 11 - лесостепи; 12 - степи; 13 - предгорные лесостепи; 14 - грабинники; 15 - вязово-дубовые, дубовые, грабово-дубовые леса; 16 - грабовые леса; 17 - олигодоминантные и полидоминантные широколиственные леса; 18 - полидоминантные широколиственные леса с субтропическими элементами

Верхний Дон (Б): 1 - ледниковый покров, 2 - перигляциальная тундра, 3 - перигляциальная лесотундра, 4 - перигляциальная степь, 5 - перигляциальная лесостепь, 6 - сосново-березовые редколесья, 7 - экстрагляциальные степи, 8 - сосново-березовые леса, 9 - березовые леса с примесью широколиственных пород, 10 - сосново-березовые леса с примесью широколиственных пород, 11 - березово-сосновые леса с примесью широколиственных пород, 12 - елово-сосново-березовые леса с примесью широколиственных пород, 13 - сосново-березово-широколиственные леса, 14 - елово-сосново-березово-широколиственные леса, 15 - широколиственные леса, 16 - лесостепи, 17 - степи, 18 - хвойные леса с единичными субтропическими элементами, 19 - смешанные леса с единичными субтропическими элементами

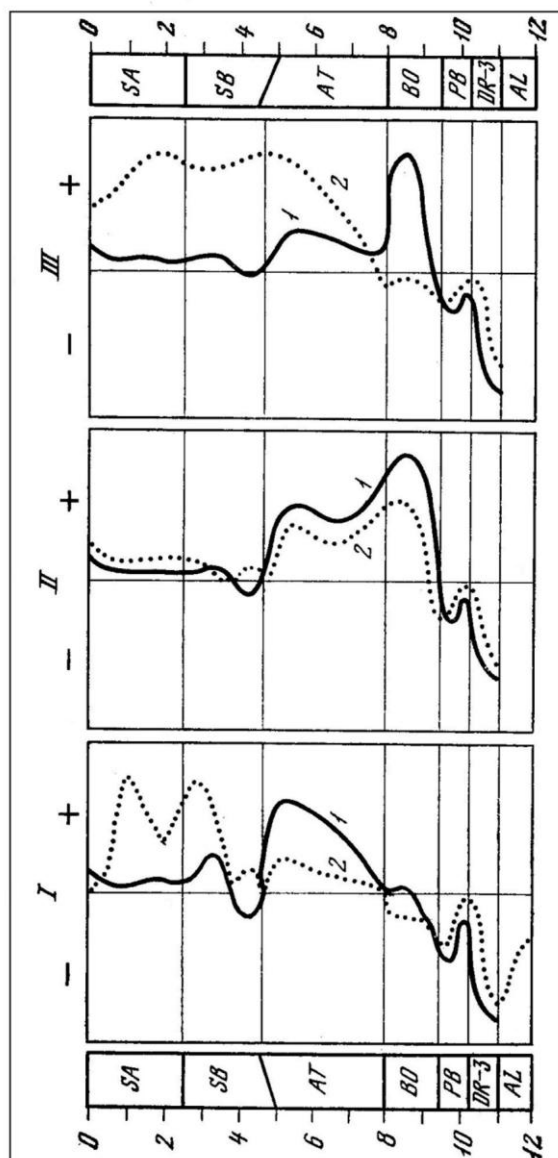
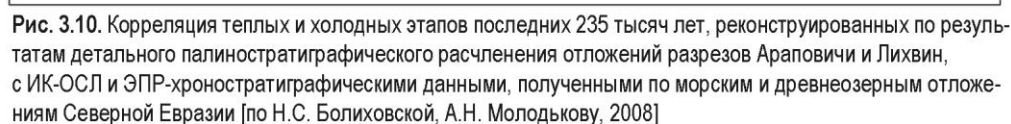


Рис. 3.9. Климатические изменения в голоцене в разных районах Северной Евразии [по Н.А. Хотинскому, 1977].
I – атлантико-континентальный тип (районы Русской равнины); II – континентальный тип (районы Сибири);
III – океанический тип (районы Дальнего Востока). 1 – температура; 2 – увлажненность

широтной зональности, провинциальных особенностей и возрастного положения коррелируемых явлений, т.к. развитие флоры, растительности и климата в разных регионах изученной территории протекало по-разному, а провинциальная дифференциация флор окончательно проявилась только в среднем плейстоцене [Гричук, 1981, 1989].

Исходя из региональной специфики, Северная Евразия подразделена на 10 историко-флористических регионов (Арктический, Приатлантический, Европейский, Сибирский, Притихоокеанский, Средиземноморский, Туранский, Среднеазиатский /горный/, Манчжуро-Японский и Монгольский), в пределах которых выделены районы, отличающиеся друг от друга особенностями теплых эпох четвертичного периода [Гричук, 1973].

Внутрирегиональные корреляции межледниковых флор и растительности предложено проводить на основании следующих данных: а) состав и соотношение географических элементов флоры времени климатического оптимума, б) состав и соотношение географических групп родов древесных пород во флоре времени климатического оптимума. Для установления периодизации фитоценологических и флористических событий кроме этих критериев должен использоваться состав показательных видов времени климатического оптимума. Для внутрирайонных корреляций помимо указанных рекомендуется применение еще двух критериев: а) специфические особенности последовательных изменений растительности на протяжении межледниковой эпохи, б) положение района-центра современной концентрации видов, определенных в отложениях фазы максимальной выраженности климатического оптимума.



Основанием для проведения границы между событиями неогена и четвертичного периода признано изменение типа флоры, т.е. смена поздней арктикотретичной (тургайской) флоры субтропического типа современной умеренной флорой. Границы раздела между межледниковьями раннего и среднего, среднего и верхнего плейстоцена проводятся согласно изменению состава и соотношения географических элементов межледниковых флор, отражающему основные этапы флористической дифференциации внетропической Евразии. Диагностические признаки межледниковых, межстадиальных и межфазиальных плейстоценовых флор и фитоценозов северной половины Русской равнины по данным В.П. Гричука [1966] отражают такие показатели, как степень участия термофильных элементов, характер зонального типа растительного покрова и выраженность субстадий климатического ритма (табл. 3.4).

Таблица 3.4. Основные различия флоры и растительности межледниковых, межстадиальных и межфазиальных эпох северной половины Русской равнины (в отрезки времени с наиболее благоприятными климатическими условиями) [по В.П. Гричуку, 1966]

Эпоха	Степень участия термофильных элементов	Зональные типы растительного покрова	Выраженность изменений растительности в связи с климатической дифференциацией
Межледниковая	Не меньше, чем во флоре климатического оптимума голоцена в данном районе. Присутствуют также экзотические виды.	Близки к зональным типам растительного покрова данного района или более западных территорий.	Изменения растительного покрова достаточно отчетливо отражают смену термоксеротических и термоигротических климатических стадий
Межстадиальная	Значительно меньше, чем во флоре климатического оптимума голоцена. Представлены только умеренно-бореальные виды.	Развиваются зональные типы, не имеющие аналогов в современном растительном покрове данного района и отчасти сходные с зональными типами территорий, характеризующихся более континентальным климатом. Частично сохраняются перигляциальные формации.	Смена характера растительности выражена не очень сильно, но в большинстве случаев может быть установлена.
Межфазиальная	Отсутствуют. Представлены только северо-таежные виды.	Развиваются зональные типы, не имеющие современных аналогов. Роль перигляциальных растительных формаций очень велика.	Смена характера растительности не устанавливается.

Указанные выше критерии разработаны, в основном, по палеоботаническим материалам лесных областей зоны покровного оледенения. В связи с почти полным отсутствием карпологических остатков и более низким содержанием пыльцы и спор в плейстоценовых разрезах внеледниковых и ледни-

ково-перигляциальных районов, не все указанные критерии применимы для периодизации и корреляции событий на их территории.

Так, поскольку репрезентативными бореальными и неморальными флорами считаются ископаемые флоры, содержащие 70-120 видов [Зеликсон, 1988], не представляется возможным использование показателя состава и соотношения географических элементов. Кроме того, нужно отметить, что исследования по определению состава показательных видов, т.е. таксонов, прослеживающихся в плейстоценовом разрезе до строго определенного уровня и характеризующих каждую межледниковую эпоху, выявленную в пределах изучаемой территории, также далеки до завершения. Это относится не только к внеледниковым, но и к палеоботанически самым исследованным бореальным районам Восточной Европы. Учитывая палеонтологические материалы, положенные в основу схем периодизации палеогеографических событий, приходится констатировать, что наиболее достоверными следует считать списки показательных таксонов только микулинской и лихвинской флор.

Выделение показательных таксонов межледниковых палинофлор, характеризующих опорные плейстоценовые разрезы центральных и южных районов Европейского субконтинента, содержащие в своих толщах не только озерные и аллювиальные осадки, но и лёссовые и палеопочвенные горизонты, также является перспективой будущего, поэтому нами предложен такой критерий палино-климатостратиграфии как состав наиболее характерных в историко-флористическом, фитоценотическом и палеоклиматическом отношении таксонов [Болиховская, 1995].

Например, в состав характерных таксонов лихвинской межледниковой палинофлоры, содержащейся в озерно-старичных и аллювиальных осадках стратотипического разреза у г. Лихвина (на верхней Оке), помимо показательных видов лихвинского межледниковья (*Tsuga canadensis*, *Taxus baccata*, *Pterocarya fraxinifolia*, *Juglans cinerea*, *Castanea sativa*, *Ilex aquifolium*, *Fagus orientalis*, *Quercus castaneifolia*, *Buxus* sp., *Osmunda claytoniana* и др.), нами включены такие представители европейской, средиземноморской, восточно-азиатской и северо-американской флор как *Abies alba*, *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Cembra*, *P.* sect. *Strobus*, *Betula* sect. *Costata*, *Juglans regia*, *Carpinus betulus*, *Fagus sylvatica*, *Quercus petraea*, *Zelkova* sp., *Celtis* sp., *Ulmus propinqua*, *Tilia platyphyllos*, *T. tomentosa*, *Ligustrina amurensis*, *Vitis* sp., *Osmunda cinnamomea*, *Salvinia natans* и др. Список характерных таксонов следующего межледникового этапа плейстоцена – чекалинского межледниковья, во время которого сформировался почвенный комплекс, состоящий из подзолистой почвы ПП6 и парабурозема ПП5, – содержит значительно меньшее количество родов и видов (*Picea* sect. *Omorica*, *P. excelsa*, *Pinus* sect. *Cembra*, *P. sibirica*, *Carpinus betulus*, *Quercus robur*, *Tilia cordata*, *T. platyphyllos*, *T. tomentosa*, *Acer* sp., *Ulmus laevis*, *U. glabra*, *U. campestris*). Он свидетельствует о резком сокращении роли реликтов неогеновой флоры и термофильных элементов в целом.

Разделявший эти межледниковья калужский холодный (ледникового ранга) этап зафиксирован палиноспектрами в пачке подвергавшихся криогенезу слоев: озерных и аллювиальных песков, палеопочвы ПП7, материнской породы и горизонта В ископаемой почвы ПП6. Климатическую, эколого-фитоценотическую и флористическую особенность калужского похолодания

отражает присутствие среди его характерных таксонов большого числа микротермных растений – *Larix* sp., *Betula fruticosa*, *Betula nana*, *Alnaster fruticosus*, *Dryas octapetala*, *Selaginella sibirica*, *Lycopodium appressum*, *L. pungens* и др.

Меньший, чем для других типов осадков банк данных по видовым определениям пыльцы и спор, связанный с тафономическими особенностями субэаральных палинофлор, несомненно, снижает их репрезентативность. Однако этот недостаток компенсируется тем, что наиболее полные опорные разрезы ледниково-перигляциальных и внеледниковых лёссовых страторайонов являются почти непрерывной геологической летописью плейстоцена. Они содержат горизонты большинства межледниковых и ледниковых эпох, поэтому материалы их изучения дают возможность зафиксировать изменения состава таксонов в непосредственно сменяющих друг друга палинофлорах.

Результаты палинологического изучения опорных разрезов ряда ледниково-перигляциальных и внеледниковых областей Восточно-Европейской, Западно-Европейской и Средне-Азиатской лёссовых провинций Северной Евразии [Болиховская, 1995] позволили нам проследить последовательное изменение палинофлор разного ранга (межледниковых, межстадиальных, межфазальных и стеноперигляциальных – ледниковых, стадиальных и фазальных) и сделать вывод о необходимости дополнить применяемые палинологические критерии возраста и корреляции палеогеографических событий тремя следующими показателями:

- состав характерных таксонов каждой термо- и криофлоры;
- особенности развития растительности каждого термо- и криохрона;
- состав и степень участия криофильных (аркто-бореальных и арктоальпийских) элементов в образованиях криохронов.

Эти показатели, наряду с указанными выше критериями, служат для определения возраста и ранга климатических ритмов и их корреляции.

Помимо перечисленных критериев при дальних корреляциях широко используется метод сравнения полученных спорово-пыльцевых диаграмм с диаграммами стратотипов и с диаграммами сопоставляемых областей. Хорошей иллюстрацией этого критерия служат схемы "типовых" диаграмм, составленные О.В. Кондратене [1981] по примеру западноевропейских исследователей для наиболее уверенно выделяемых на территории Южной Прибалтики межледниковий. Они прекрасно демонстрируют как сходство с палинодиаграммами стратотипов, так и региональную специфику развития растительности в межледниковые эпохи.

Наиболее четко сукцессионные процессы развития растительности и их специфика, используемые как хронологический и корреляционный показатель, фиксируются на спорово-пыльцевых диаграммах детально охарактеризованных разрезов. Этот показатель широко применяется при палеогеографических построениях, особенно в тех случаях, когда отсутствует возможность детальных реконструкций фитоценотических смен на протяжении межледниковых и ледниковых эпох с помощью эколого-ценотического анализа обширного списка определенных видов и родов. Против применения этого критерия высказываются В.П. Гричук и Э.М. Зеликсон [1982], считающие, что он должен использоваться только при корреляции межледниковий с межледниковьями стратотипов.

Рассматриваемый показатель – особенность сукцессионных смен растительности, – часто применяется в качестве корреляционного критерия и при сопоставлении ледниковых событий. Например, его использовали J.-P. Suc и W.H. Zagwijn [1983] для корреляции и климатических событий в интервале 70-10 тысяч лет назад на субмеридиональном профиле от северо-западных районов Европы до северо-запада Средиземноморья (рис. 3.11).

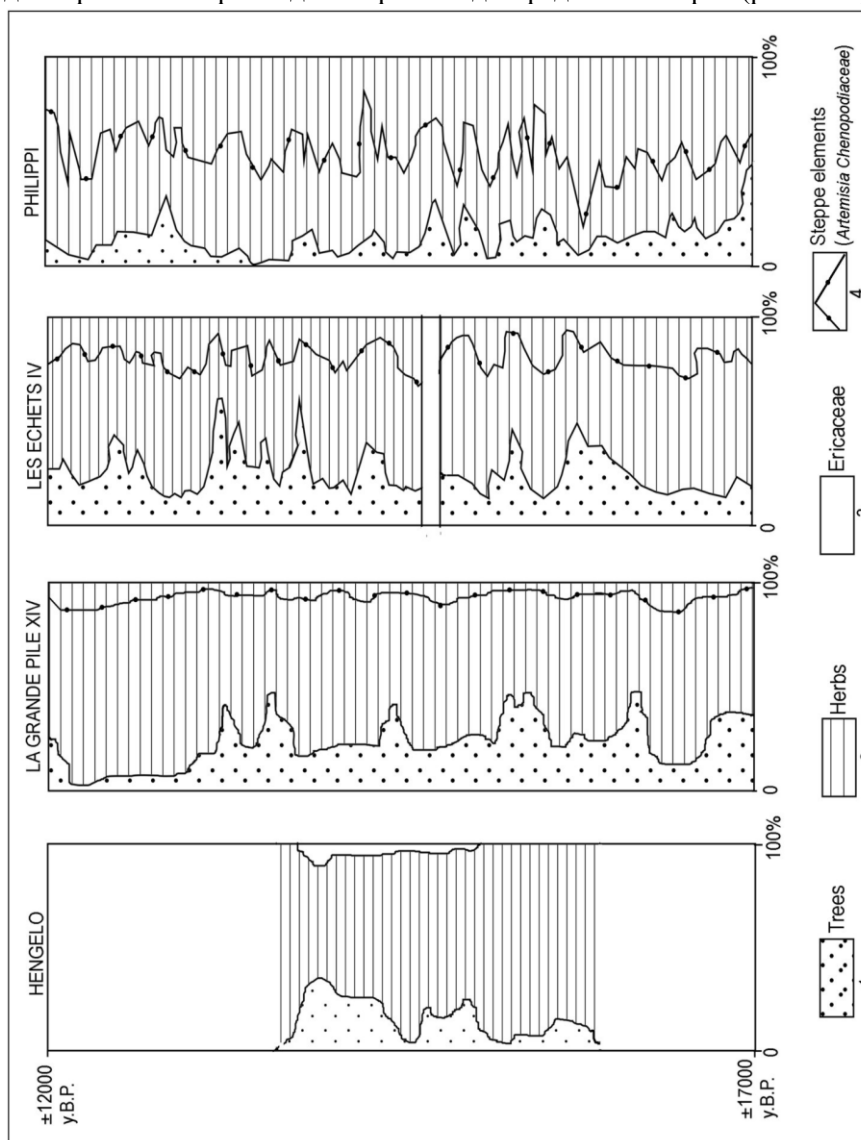


Рис. 3.11. Корреляция сукцессий растительности поздневейхсельского ледникового этапа для районов, расположенных по субмеридиональному профилю от северо-запада Европы до северо-запада Средиземноморья [по J.-P. Suc, W.H. Zagwijn, 1983]

Для целей дальней корреляции ими привлечены палинологические материалы по хорошо известным местонахождениям – Hengelo (52° с.ш.), La Grand Pile (48° с.ш.), Les Echets (46° с.ш.) и Philippi (41° с.ш.), свидетельствующие, что холодным фазам позднего плейстоцена (авторы предполагают, что и более ранних оледенений) на севере отвечало господство тундровых ценозов, а на юге Европы – широкое развитие степных ландшафтов.

В связи с недостаточным объемом палинологической информации флористические показатели в качестве межрегиональных и более дальних корреляционных критериев используются крайне редко. В то же время перспективы применения корреляционных таксонов-индикаторов несомненны. В этом убеждают материалы по позднеплейстоценовым палинофлорам. Например, факты высокого участия или господства в ранне- и средневалдайских (ранне- и средневислинских) палинофлорах Северной Евразии спор гроздовника (*Botrychium*). Оно фиксируется на позднеплейстоценовых спорово-пыльцевых диаграммах Восточной Европы [Болыховская, 1993], ряда районов Западной Европы и Южной Сибири [Urban, 1984; материалы Н.В. Кулагиной, устное сообщение].

В литературе встречаем множество примеров внутрирегиональных, межрегиональных (внутриконтинентальных) и межконтинентальных корреляций флористических, фитоценологических и климатических событий, реконструированных по палинологическим данным. Наглядно они иллюстрируются корреляцией палеоландшафтных (см. рис. 3.8) или палеоклиматических кривых (рис. 3.12).

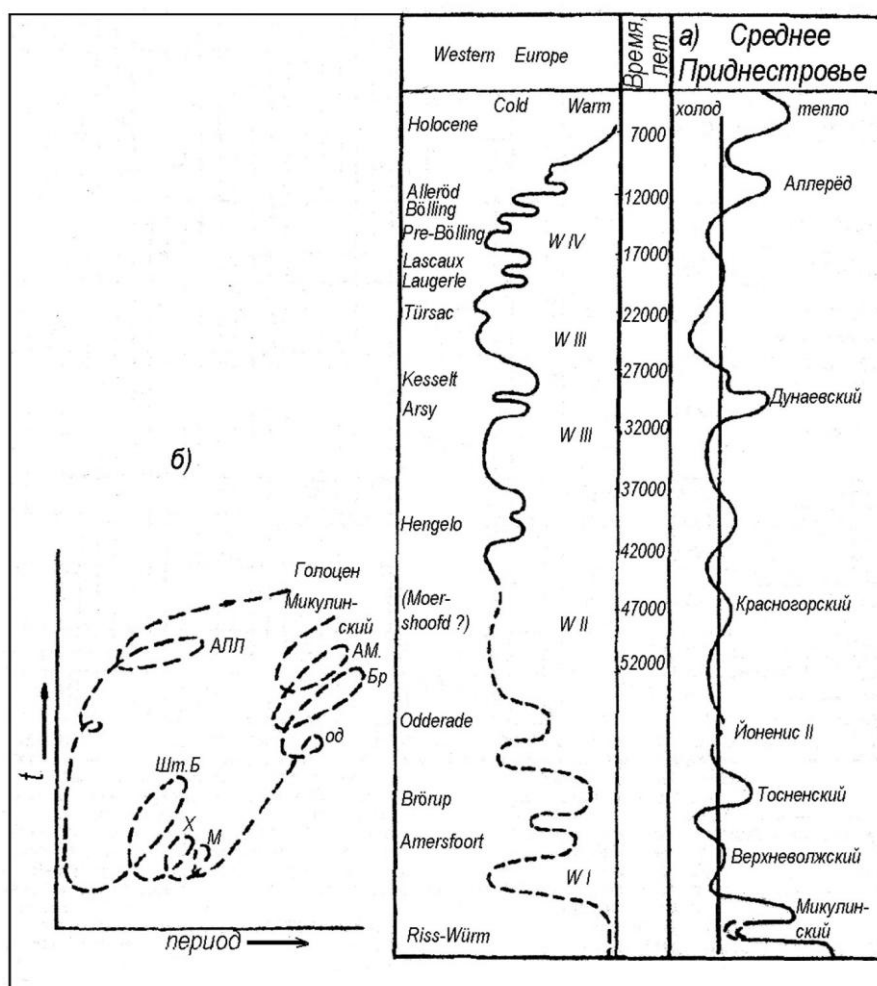


Рис. 3.12. Корреляция сводных кривых палеоклиматических изменений, реконструированных по результатам палинологического анализа позднеплейстоценовых разрезов Западной Европы (данные А.Леруа-Гуран) и Среднего Приднестровья (а, б) [по Болыховской, 1987]

Спецификой объекта изучения палинологического метода диктуется применение для корреляций палеогеографических событий, происходивших на континенте и шельфе, таких же показателей (т.е. особенностей палеофлоры, палеорастительности и палеоклимата), а для континентально-океанических корреляций – только палеоклиматических показателей, восстановленных по результатам спорово-пыльцевого анализа материковых и глубоководных океанических разрезов.

В заключение кратко рассмотрим палино-стратиграфические и климатостратиграфические термины, используемые в палинологии плейстоцена и голоцена.

3.8. Термины палинostrатиграфии и климатостратиграфии

Палинозона (зона), субпалинозона (или подзона), фаза, подфаза, стадия, ритм, цикл – традиционные термины, употребляемые в работах, посвященных палино-стратиграфическим исследованиям плейстоценовых и голоценовых отложений. Они используются палинологами в основном в тех значениях (определениях), которые сформулированы в классических работах В.П. Гричука [1950, 1960, 1961, 1989 и др.], заложившего в нашей стране основы стратиграфической, палеогеографической и палеоклиматической интерпретации результатов палинологического анализа кайнозойских отложений. В 2007 г. отмечалось 100-летие со дня рождения этого выдающегося и авторитетного ученого, внесшего огромный вклад в развитие палинологии кайнозоя в XX веке.

Самыми дробными климатостратиграфическими единицами палинологии являются *фазы* и *подфазы*, характеризующие зональные и формационные особенности реконструированных палеофитоценозов. Фазы и подфазы в развитии растительности реконструируются и, следовательно, соответствуют выделяемым на спорово-пыльцевых диаграммах *палинозонам* и *субпалинозонам*. Палинозоны и субпалинозоны представляют собой один или группу палиноспектров, отличающихся от других составом и процентным содержанием пыльцы и спор. Серии палинозон и субпалинозон и, соответственно, серии сукцессионных фаз и подфаз развития растительности, отвечают теплым и холодным этапам межледникового (или межстадиального), ледникового (или стадиального) ранга. В качестве примера приведем палинологическую диаграмму и выполненное на основании полученных палиноспектров климатостратиграфическое расчленение отложений раннепалеолитической стоянки Карама, расположенной на северо-западе Алтая в долине р. Ануй (рис. 3.13).

Термины «ритм», «цикл» и «фаза», наряду с терминами «ритмичность», «цикличность», «этап», «этапность» и другими, входят в число основных терминов климатостратиграфии и периодизации палеоклиматических событий. При анализе работ, посвященных закономерностям развития палеоклимата и палеоландшафтов, сталкиваемся с тем, что один и тот же термин понимается исследователями по-разному или, наоборот, в разные термины вкладывается одно и то же содержание. Так, в отечественных и в зарубежных публикациях, когда рассматривается временной интервал (период), содержащий одно потепление и одно похолодание разного ранга, довольно часто слова «ритм» и «цикл» употребляются как синонимы. Следовательно, их дефиниции и использование требуют специальной корректировки.

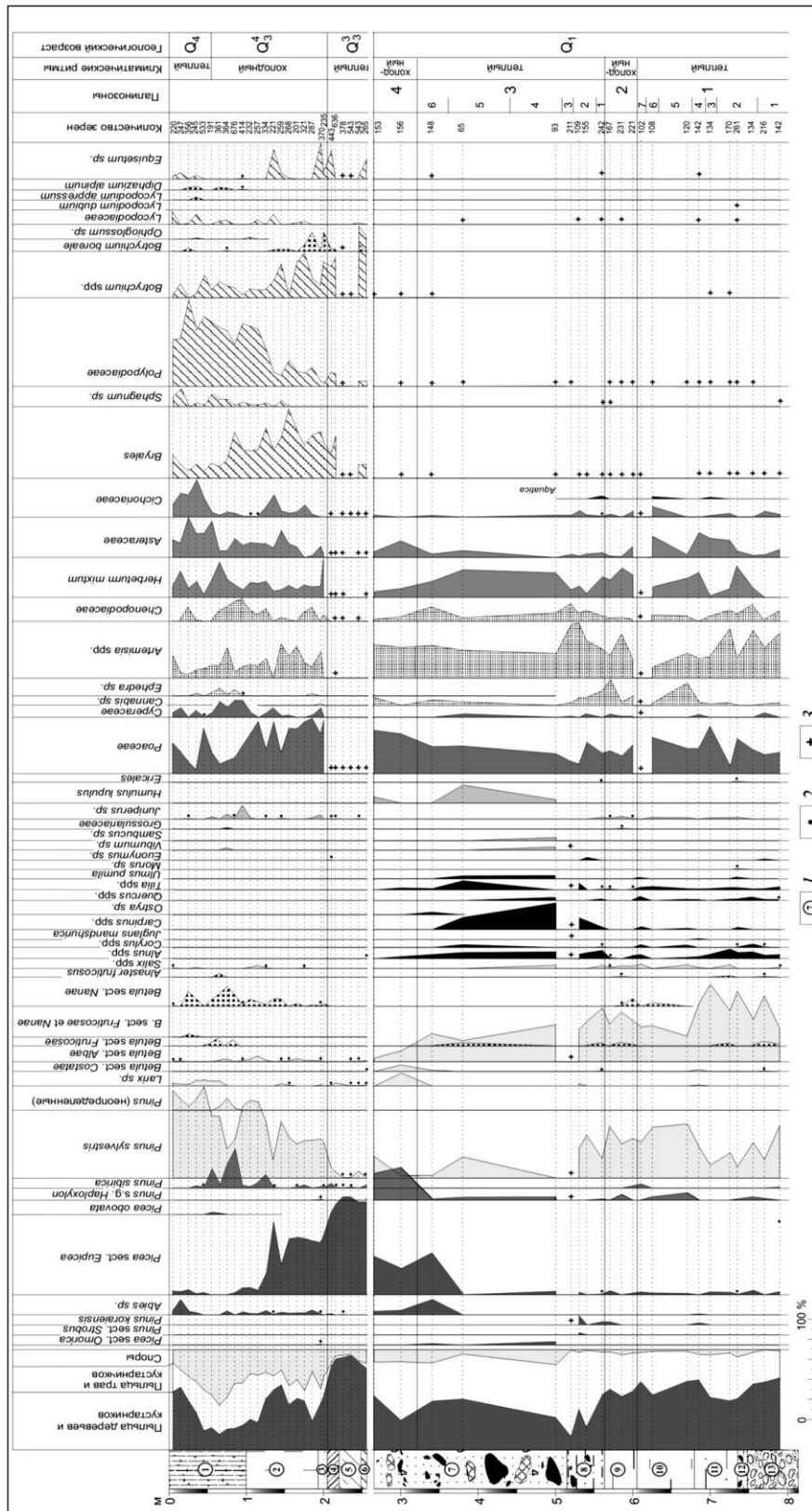


Рис. 3.13. Спорово-пыльцевая диаграмма и результаты климатостратиграфического расчленения отложений раннепалеолитической стоянки Карамы (на северо-западе Алтая) [по Н.С. Болиховской, М.В. Шунькову, 2005]

Слово *цикл* (от греческого “*kuklos*” – круг) означает совокупность процессов с законченным кругом развития. Поэтому этим термином, на наш взгляд, должны обозначаться только те интервалы времени, которые характеризуются завершенными природными процессами и периодически повторяются. Циклами являются периоды от начала одной межледниковой эпохи до начала другой межледниковой эпохи. Циклами нами названы и более длительные (примерно 450-тысячелетние) интервалы плейстоцена, выделенные по результатам детального палинологического изучения самого полного разреза внеледниковой зоны Восточно-Европейской равнины (Отказное в Восточном Предкавказье). Поскольку каждый из этих установленных интервалов включает четыре пары межледниковых и ледниковых эпох и характеризуется как индивидуальными особенностями климато-фитоценотических изменений, так и законченностью процесса этих изменений [Болиховская, 2005].

Цикличность – смена, повторяемость *циклов*.

Как показал анализ специализированных словарей и энциклопедий, слово *ритм*, в отличие от термина *цикл*, не обладает точностью определения. *Ритм* (от греческих слов “*rheo*” – теку, “*rhythmos*” – чередование) – форма протекания во времени каких-либо (любых) чередующихся процессов. Поскольку в основе ритмичности лежит деление на две части, *ритмами*, логичнее называть последовательные колебания (в сторону тепла или холода, влажности или сухости), каждое из которых содержит восходящую и нисходящую фазы или группу восходящих и группу нисходящих фаз.

Как вытекает из результатов детального палинологического анализа, имеющие разный ранг теплые или холодные интервалы плейстоцена имеют свойственный каждому из них специфический климатический ритм. Каждую межледниковую эпоху отличает характерный для нее межледниковый климатический ритм, а каждую ледниковую эпоху – присущий ей ледниковый климатический ритм. Таким образом, климатические циклы плейстоцена состоят из одной пары или группы пар межледниковых и ледниковых климатических *ритмов*. Например, позднеплейстоценовый цикл содержит микулинский межледниковый и валдайский ледниковый ритмы. Каждая межледниковая и ледниковая эпоха и, соответственно, каждый отвечающий им климатический ритм, состоит из двух *стадий* [Гричук, Гричук, 1960].

Межледниковый ритм включает термоксеротическую и термоигротическую стадии. Ледниковый климатический ритм включает криогигротическую и криоксеротическую стадии, внутри которых выделяются периоды собственно оледенений или похолоданий, то есть *стадиалы*, и разделяющие их потепления – *межстадиалы*. Кроме стадий, как показывают материалы детальных палинологических исследований, в межледниковых ритмах выделяются одно или несколько внутримежледниковых похолоданий. Относительно кратковременные интервалы внутримежледниковых похолоданий, разделяющих термические максимумы межледниковий, предложено называть *эндотермальными похолоданиями* [Болиховская, 1991a].

Имея разную степень выраженности на палинологических диаграммах, эндотермальные похолодания установлены в изученных нами разрезах для большинства из девяти реконструированных межледниковий плейстоцена [Болиховская, 1995]. Чаще всего по своим флоро-фитоценотическим характеристикам они близки региональным межстадиалам. Важным палеогеографи-

ческим и стратиграфическим признаком является стабильное присутствие эндотермала между термоксеротической и термоигротической стадиями межледниковых ритмов.

Внутри стадиялов, межстадиялов, стадий климатических ритмов и эндотермалов нередко выделяются криогигротические и криоксеротические или, соответственно, термоксеротические и термоигротические *субстадии*.

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 08-05-00773)

ЛИТЕРАТУРА

Актуальные проблемы палинологии на пороге третьего тысячелетия. М.: Изд. ИГиРГИ, 1999. 288 с.

Березина Н.А. Некоторые факторы, определяющие формирование спорово-пыльцевого спектра и использование спорово-пыльцевого анализа при геоботанических исследованиях. Автореф. дисс. на соиск. ученой степени докт. биол. наук. М., 1969. 24 с.

Бобров А.Е., Куприянова Л.А., Литвинцева М.В., Тарасевич В.Ф. Споры папоротникообразных и пыльца голосеменных и однодольных растений флоры европейской части СССР. Л.: Наука, 1983. 208 с.

Болиховская Н.С. Палинология лёссов и погребенных почв Русской равнины // Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 257-277.

Болиховская Н.С. Глава 3.6. Основные этапы развития растительности и климата в плейстоцене // География, общество, окружающая среда. Т. 1. Структура, динамика и эволюция природных геосистем. Гл. редактор чл.-корр. РАН Н.С. Касимов. М.: ГЕОС, 2004. С. 561-582.

Болиховская Н.С. Опыт типизации плейстоценовой перигляциальной растительности лёссовых областей ледниковой и внеледниковой зон Русской равнины // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1999. №63. С. 20-32.

Болиховская Н.С. Основные закономерности развития растительности и климата Восточно-Европейской равнины в последние 900 тысяч лет // Горизонты географии. К 100-летию К.К. Маркова. М.: Изд. Географ. ф-та МГУ, 2005. 159-181.

Болиховская Н.С. Основные проблемы палеогеографии лёссов и ископаемых почв // Палеоботанические методы в изучении палеогеографии плейстоцена (Итоги науки и техники. Сер. Палеогеография. Т. 7). М., 1991а. С. 41-69.

Болиховская Н.С. Палинологический метод // Палеоботанические методы в изучении палеогеографии плейстоцена (Итоги науки и техники. Сер. Палеогеография. Т. 7). М., 1991б. С. 9-14.

Болиховская Н.С. Палеогеографические циклы позднеплейстоценового лёссового накопления (на примере Среднего Приднестровья) // Цикличность новейших субаэральных отложений. Новосибирск: Наука. 1987. с. 95-103.

Болиховская Н.С. Пространственно-временные закономерности развития растительности и климата Северной Евразии в неоплейстоцене // Археология, этнография и антропология Евразии. 2007. №. 4 (32). С. 2-28.

Болиховская Н.С. Стратиграфия и корреляция позднего плейстоцена Русской равнины на основе детального палинологического изучения разреза Араповичи // Тенденция развития природы в новейшее время (океан-шельф-материк). М.: Изд. МГУ, 1993. С. 102-126.

Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ. 1995. 207 с.

Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф. Радиоуглеродная хронология и палиностратиграфия едомных отложений Западной Сибири // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 102-111.

Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф. Ландшафтно-климатические условия криогенеза в позднем плейстоцене на п-ове Ямал. М.: ВИНТИ, 1994. (Деп. в ВИНТИ 27 декабря 1994 г., № 3082-B94). 51 с.

Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф., Климанов В.А. Климатические и криогенные факторы развития торфяников европейского северо-востока СССР // Палеоклиматы голоцена европейской территории СССР. М.: Изд. ИГ АН СССР, 1988. С. 36-44.

Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Периодизация, корреляция и абсолютный возраст теплых и холодных эпох последних 200 тысяч лет // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Под редакцией Н.С. Болиховской и П.А. Каплина. М.: Изд. Географ. факультета МГУ, 2008. Выпуск 2. С. 45-64.

Болиховская Н.С., Шуньков М.В. Климатостратиграфическое расчленение древнейших отложений раннепалеолитической стоянки Карама // Археология, этнография и антропология Евразии. Новосибирск, 2005. Вып. 3. С. 34-51.

Бохнкке Ш. 5.4. Растительность в похолодание позднего дриаса (YD) ($<10,9 - >=10,2$ тыс. л.н.) // Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24 – 8 тыс. л.н.). М.: Товарищество научных изданий КМК, 2008. С. 396-414.

Вронский В.А. Палинологические критерии оценки колебаний уровня Каспийского и Аральского морей в голоцене // История озер в СССР. Тезисы Всес. совещ. т. II. Таллинн, 1983. С. 22-23.

Герасименко Н.П. Развитие зональных ландшафтов четвертичного периода на территории Украины. Автореферат дисс. на соиск. ученой степени докт. географ. наук. Киев, 2004. 41 с.

Гричук В.П. Растительность Русской равнины в ранне- и среднечетвертичное время // Тр. ин-та географии АН СССР. М.-Л.: АН СССР, 1950. Т. 46. С. 5-202.

Гричук В.П. Стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании палеоботанических материалов // Хронология и климаты четвертичного периода. М.: Изд. АН СССР, 1960. С. 27-35.

Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 25-71.

Гричук В.П. Гляциальные флоры Русской равнины // Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1966. С. 189-196.

Гричук В.П. Гляциальные флоры и их классификация // Последний ледниковый покров на северо-западе европейской части СССР. М.: Наука, 1969. С. 57-70.

Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.

Гричук В.П. Итоги палинологического изучения континентального плейстоцена и историко-флористические критерии его расчленения // Проблемы палинологии. М.: Наука, 1973. С. 106-115.

Гричук В.П. К проблеме дальних корреляций подразделений климатостратиграфической шкалы // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981. С. 91-106.

Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: ОГИЗ, 1948. 224 с.

Гричук В.П., Зеликсон Э.М. Флора единцовских межледниковых отложений и ее характеристика и стратиграфическое положение // Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука, 1982. С. 17-42.

Гричук В.П., Монозон М.Х. Определитель однолучевых спор папоротников из семейства Polypodiaceae R. Br., произрастающих на территории СССР. Методическое пособие для спорово-пыльцевого анализа. М.: Наука, 1971. 127 с.

Гричук М.П., Гричук В.П. О приледниковой растительности на территории СССР // Пригляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во МГУ, 1960. С.

66-100.

Дзюба О.Ф. Атлас пыльцевых зерен. М.: Издание NYCOMED, 2005. 68 с.

Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. Атлас-монография. Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен-голоцен – элементы прогноза. Общая палеогеография. М.: ГЕОС, 2002. Вып. II. 232 с.

Елина Г.А. Принципы и методы реконструкции и картирования растительности голоцена. Л.: Наука. 1981. 156 с.

Елина Г.А., Лукашов Г.А., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000. 242 с.

Еловичева Я.К. Палеогеография и хронология основных этапов развития природной среды антропогена Беларуси (по палинологическим данным): Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. докт. географ. наук. Киев, 1992. 52 с.

Заклинская Е.Д. Развитие палинологии в СССР // Проблемы современной палинологии. Новосибирск: Наука, 1984. С. 10-17.

Зеликсон Э.М. К оценке степени репрезентативности ископаемых флор в зависимости от численности // Палинология в СССР. Новосибирск: Наука, 1988. С.40-43.

История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1998. 406 с.

Кабайлене М.В. Формирование пыльцевых спектров и методы восстановления палеорастительности. Вильнюс: Минтис, 1969. 147 с.

Каревская И.А. Спорowo-пыльцевой анализ при палеогеографических и геоморфологических исследованиях. М.: Изд. Географ. ф-та МГУ, 1999. 114 с.

Козяр Л.А. Методические основы спорowo-пыльцевого анализа кайнозойских отложений. М.: Наука. 1985. 144 с.

Кондратене О.П. Основные закономерности развития растительности межледниковий на территории Южной Прибалтики // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981. С. 126-131.

Кондратене О. Стратиграфия и палеогеография квартера Литвы по палеоботаническим данным. Вильнюс: Academia, 1996. 213 с.

Коренева Е.В. Современное состояние микропалеонтологических исследований // Маринопалинологические исследования в СССР. М.: Изд. ГИН, 1974. С. 6-16.

Коренева Е.В. Спорowo-пыльцевой анализ донных отложений Охотского моря // Тр. ин-та океанологии АН СССР. Т. XXII. 1957. С. 221-251.

Коренева Е.В. Споры и пыльца из донных отложений западной части Тихого океана. М.: Наука, 1964. С. 1-88.

Кремп Г. Палинологическая энциклопедия. М.: Мир, 1967. 411 с.

Куприянова Л.А. Палинология сережкоцветных (Amentiferae). М.-Л.: Наука, 1965. 216 с.

Куприянова Л.А., Алешина Л.А. Палинологическая терминология покрытосеменных растений. Л.: Наука, 1967. 84 с.

Куприянова Л.А., Алешина Л.А. Пыльца двудольных растений флоры Европейской части СССР. Lamiaceae – Zygophyllaceae. Л.: Наука, 1978. 183 с.

Куприянова Л.А., Алешина Л.А. Пыльца и споры растений флоры европейской части СССР. Л.: Наука, 1972. Т. 1. 171 с.

Левковская Г.М. Закономерности распределения пыльцы и спор в современных и голоценовых отложениях севера Западной Сибири. Автореф. дисс. на соиск. ученой степени канд. геогр. наук. Л.: Изд. ЛГУ, 1967. 23 с.

Малясова Е.С. Палинология донных осадков Белого моря. Л.: Изд. ЛГУ, 1976. 119 с.

Марков К. К., Величко А. А., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Плейстоцен. М.: Высш. Школа, 1968. 304 с.

Математические методы в палинологии. Новосибирск: Изд. АН СССР. 1989. Вып. 1-3.

Медяник С.И., Михайлеску К.Д. Палеогеографические этапы развития флоры Молдовы в антропогене (по биостратиграфическим и палинологическим данным). Кишинев: Штиинца, 1992. 132 с.

Мейер-Меликян Н.Р., Бовина И.Ю., Косенко Я.В. и др. Атлас пыльцевых зерен астровых (Asteraceae). Палиноморфология и развитие спородермы представителей семейства Asteraceae. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2004. 236 с.

Мейер-Меликян Н.Р., Северова Е.Э., Гапочка Г.П., Полевова С.В., Токарев П.И., Бовина И.Ю. Принципы и методы аэропалинологического исследования. М., 1999. 48 с.

Методические аспекты палинологии. Материалы X Всероссийской палинологической конференции. М.: Изд-во ИГиРГИ, 2002. 312 с.

Методические вопросы палинологии. М.: Наука, 1973. 171 с.

Методические рекомендации по составлению монографии "Развитие климатов на территории СССР в кайнозойе". М.: Изд. ИГ АН СССР, 1986. 72 с.

Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. 198 с.

Моносзон М.Х. Определитель пыльцы видов семейства маревых (пособие по спорово-пыльцевому анализу). М.: Наука, 1973. 96 с.

Мусина Г.В., Сахибгареев Р.С. Влияние условий седиментации на сохранность пыльцы и спор // Проблемы современной палинологии. Новосибирск: Наука, 1984. С. 38-41.

Нейштадт М.И. Палинология в СССР: история и библиография. М.: Изд. АН СССР, 1960. 221 с.

Нейштадт М.И. Спорово-пыльцевой метод в СССР: история и библиография. М.: Изд. АН СССР, 1952. 271 с.

Никифорова Л.Д. Динамика ландшафтных зон голоцена северо-востока Европейской части СССР // Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 154-162.

Палеоботанические методы в изучении палеогеографии плейстоцена (Итоги науки и техники. Серия палеогеография. Т. 7). М.: Изд. ВИНТИ, 1991. 177 с.

Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. Атлас-монография. М.: Наука, 1982. 156 с.

Палеоклиматы голоцена европейской территории СССР. М.: Изд. ИГ АН СССР, 1988. 195 с.

Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 247 с.

Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. 168 с.

Палинологические методы в стратиграфии и палеогеографии. Магадан: Изд. СВКНИИ, 1982. 179 с.

Палинология в континентальных и морских геологических исследованиях. Рига.: ЗИНАТНЕ, 1976. 206 с.

Палинология в СССР. М.: Наука, 1976. 212 с.

Палинология в СССР. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1988. 216 с.

Палинология плейстоцена. М.: Наука, 1972. 287 с.

Палинология плиоцена и плейстоцена. М.: Наука, 1973. 223 с.

Палинология: стратиграфия и геоэкология. Сборник научных трудов XII Всероссийской палинологической конференции. С.-Пб.: Изд. ВНИГРИ, 2008. Т. I. 324 с. Т. II. 316 с. Т. III. 234 с.

Палинология: теория и практика. Материалы XI Всероссийской палинологической конференции. М.: Изд-во ПИН РАН, 2005. 328 с.

Палинология четвертичного периода. М.: Наука, 1985. 225 с.

Петросьянц М.А. Морфология пыльцы хвойных // Ископаемые споры и пыльца растений, их значение для стратиграфического расчленения нефтегазоносных

толщ докембрия, палеозоя, мезозоя европейской части СССР и Средней Азии. М.: Недра, 1967. С. 109-176.

Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (Северо-Запад России). М.: ГЕОС, 2000. 100 с.

Пыльца как индикатор состояния окружающей среды и палеоэкологические реконструкции. Материалы I Международного семинара. СПб.:ВНИГРИ, 2001. 234 с.

Пыльцевой анализ. М.: Госгеолиздат, 1950. 571 с.

Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Региональная палеогеография. Атлас-монография. М., 1993. Вып. 1. 102 с.

Руководство по изучению новейших отложений. 2-е изд. М.: Изд. МГУ, 1987. 240 с.

Рябкова Л.С. Палинография флоры Таджикской ССР. Л.: Наука, 1987. 109 с.

Сиренко Н.А., Турло С.И. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. Киев: Наукова думка, 1986. 187 с.

Сладков А.Н. Введение в спорово-пыльцевой анализ. М.: Наука, 1967. 270 с.

Смирнова Т.И. Современные спорово-пыльцевые спектры восточной части Большеземельской тундры // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 57-64.

Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1971. 162 с.

Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1981. 120 с.

Токарев П.И. Морфология и ультраструктура пыльцевых зерен. М.: Изд-во КМК, 2002. 51 с.

Токарев П.И. Палинология древесных растений, произрастающих на территории России. Дисс. на соиск. ученой степени докт. биол. наук. М., 2003. 498 с.

Хитрова Р.М. Значение палинологических данных для воссоздания геологической истории развития шельфа Карского моря и севера Центрального Таймыра в кайнозое // Палинологические таксоны в биостратиграфии. Ч. 2. Саратов: Изд. СГУ, 1989. С. 67-74.

Хомутова В.И. Стратиграфическое расчленение донных отложений центральных и юго-восточных районов Балтийского моря// Маринопалинологические исследования в СССР. М.: Изд. ГИН АН СССР, 1974. С. 54-64.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 198 с.

Шешина О.Н. Реконструкция голоценовых фитоценозов севера Западно-Сибирской низменности по палинологическим данным (с применением ЭВМ). Дисс. на соиск. ученой степени канд. геол.-мин. наук. М., 1981. 180 с.

Шумова Г.М. Реконструкции природных условий накопления шельфовых осадков // Палеоботанические методы в изучении палеогеографии плейстоцена (Итоги науки и техники. Сер. Палеогеография. Т. 7). М., 1991. С. 78-101.

Эрдтман Г. Морфология пыльцы и систематика растений. М.: ИЛ, 1956. 486 с.

Abstracts of 10th International Palynological Congress (June 24-30, 2000, Nanjing, China). 2000. 212 pp.

Abstract Volume of 12th International Palynological Congress in Bonn, 2008. Berlin: GeoUnion Alfred-Wegener-Stiftung, 2008. 337 pp.

Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene – Holocene. Budapest, Frankfurt, New York: Gustav Fischer Verlag, 1992. 153p.

Birks, H. J. B. and Gordon, A. Numerical Methods in Quaternary Pollen Analysis. London: Academic Press. 1985. 317 pp.

Bolikhovskaya N.S. Paleoenvironments and climatostratigraphy of the loess-paleosol formation of Northern Eurasia // LOESSinFORM. Budapest: Geographical Research Institute of HAS. 2004. № 4. P. 11-36.

- Davis M.B. On the theory of pollen analysis // Amer. J. Sci. V.261. 1963. P. 897-912
- Erdtman G. An introduction to pollen analysis. Waltham. 1943. 239 pp.
- Erdtman G. Handbook of palynology: an introduction to the study of pollen and spores. Copenhagen: Munksgaard. 1969. 486 pp.
- Erdtman G. Palynology // Advances Bot. Res. Vol. 1. 1963. P. 149-208.
- Fægri K., Iversen J. Textbook of pollen analysis. Copenhagen. 1964. 168 pp.
- Fægri K., Iversen J. Textbook of Pollen Analysis. 4th ed. L.: John Wiley & Sons. 1989. 328 pp.
- Fuhsun, W, Nanfen C., Yulong Z. and Huiqiu Y. Pollen Flora of China (Second Edition). Inst. Botany, Academia Sinica. 1997. 461 pp.
- Groot J., Groot C. Marine palynology: possibilities, limitation problems // Mar. Geol. Vol. 4. N 6. 1966. P. 387-395.
- Groot J., Groot C. Quaternary stratigraphy of sediments of Argentine basin-palynological investigation // Science. 26. N 8. 1964. P. 881-886.
- Groot J., Groot C., Ewing M., Burckle L., Connolly J. Spores, pollen, diatoms and provenance of the Argentina Basin sediments // Progress in oceanograph. Vol. 4. Oxford: Pergamon Press. 1967. P. 179-217.
- Habib D. Dinoflagellates and other palynomorphs in selected samples from leg 14 // Init. DSDP. Vol. XIV. 1972.
- Habib D. Spores, pollen and microplankton from the horizon B outcrop // Science. Vol. 162. 1968. P. 1480-1481.
- Handbook of paleontological techniques. London. 1965. 852 pp.
- Kalnina L. Middle and Late Pleistocene environmental changes recorded in the Latvian part of the Baltic Sea basin. Quaternaria Stockholm University. Ser. A, No. 9. Stockholm. 2001. 173 pp.
- Kapp R.O., Davis O.K. and King J.E. Pollen and Spores. American Association of Stratigraphic Palynologists. Dallas, Texas. (2nd ed.). 2000. 279 pp.
- Kremp G. Morphologic encyclopedia of palynology. Tucson. The Univ. Arizona Press. 1965. 186 pp.
- Liivrand E. Biostratigraphy of the Pleistocene deposits in Estonia and correlations in the Baltic region. Doctoral thesis. Stockholm University, Department of Quaternary Research. Report 19, 114 pp.
- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E. Pollen analysis. Blackwell Scientific Publishers, Oxford, 1991. Second Edition. 216 p.
- Ralska-Jasiewiczowa M. Isopollen maps for Poland: 0-11000 years B.P. // New Phytology. Vol. 94. N 4. 1983. P. 133-175.
- Reille M. Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord. Laboratoire de Botanique historique et Palynologie, Marseille. 1992. 543 pp., 13047 photos.
- Reille M. Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord. Laboratoire de Botanique historique et Palynologie, Marseille. 1995. 331 pp., 8082 photos.
- Reille M. Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord. Suppl. 2, Lab. Bot. hist. Palynologie, Marseille. 1998. 521 pp.
- Suc J.-P., Zagwijn W.H. Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and palaeoclimatic data // Boreas. Vol. 12. 1983. P. 153-166.
- The Northwest European Pollen Flora. (Eds. W. Punt, S. Blackmore, G.C.S. Clarke). Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam. 1976, vol. I. 1980, vol. II. 1981, vol. III. 1984, vol. IV. 1988, vol. V. 1991, vol. VI. 1996, vol. VII. 2003, vol. VIII.
- The Northwest European Pollen Flora. (Eds. W. Punt, S. Blackmore, G.C.S. Clarke). Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam. 1976-2003. Volumes I-VIII.
- Urban B. Palynology of central European loess-soil sequences // Lithology and Stratigraphy of Loess and paleosols. Budapest: Geograph. R. Inst. 1984. P. 229-248.
- West R.G. Pleistocene forest history in east Anglia // New Phytology. Vol. 85. N 4. 1980. P. 571-622.
- West R.G. Pollen zones in the Pleistocene of Great Britain and their correlation // New Phytol. Vol. 69. N 4. 1970. P. 1179-1184.

4. ПАЛЕОАЛЬГОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД

4.1. Анализ водных палиноморф

4.1.1. Общая характеристика водных палиноморф

В последние годы в практике реконструкций палеогидрологических обстановок и биостратиграфических исследованиях в морях все большее значение приобретает изучение водных палиноморф, которые включают в себя, в первую очередь, цисты морских видов динофлагеллат и пресноводные зеленые водоросли, а также акритархи, органическую часть скелета фораминифер и другие органические остатки водных микроорганизмов [Marret, Zonneveld, 2003; Matthiessen et al., 2000, 2005; de Vernal, Marret, 2007 и др.], которые обладают оболочками, близкими по составу к оболочкам пыльцы и спор и могут быть определены в палинологических препаратах (рис. 4.1, листы 1-4). В составе водных палиноморф в осадках шельфов доминируют цисты динофлагеллат и пресноводные зеленые водоросли [Kunz-Pirrung, 1999; Matthiessen et al., 2000, 2005; Ключевиткина и др., 2009 и др.].

Зеленые водоросли. Пресноводные зеленые водоросли (Chlorophyceae) широко распространены в различных типах континентальных водоемов. Оболочки зеленых водорослей содержат слои спорополленина и устойчивы к растворению в процессе их седиментации [Jankovska, Komarek, 2000]. Они поступают в моря с речным стоком, и их наличие в осадках морей является индикатором распространения пресных вод на шельфе, а изменения численности отражают градиенты солености вод от речных устьев к внешним краям шельфа [Mudie, 1992; Kunz-Pirrung, 1999; Matthiessen et al., 2000; Ключевиткина и др. 2009 и др.]. Например, изучение распределения зеленых водорослей в поверхностных осадках шельфовых морей Арктики [Matthiessen et al., 2000; Ключевиткина, Баух, 2006; Новичкова, 2008] показало, что их максимальные концентрации отмечаются в районах лавинообразного накопления взвешенных речных наносов на шельфах, т.е. в областях внутренних зон маргинального фильтра рек [Лисицын, 1994]. В настоящее время установлено, что зеленые водоросли могут служить достоверными индикаторами изменений поступления речных вод в арктические моря в позднем плейстоцене и голоцене, а также изменений положения зоны маргинального фильтра [Ключевиткина и др. 2009; Polyakova et al., 2005]. В осадках континентальных склонов и глубоководных частей океана зеленые водоросли единичны, либо отсутствуют.

Акритархи – одноклеточные микроскопические остатки, вероятно, морских организмов неопределенного систематического положения. Органическая часть скелета **фораминифер** – морских микроорганизмов.

Цисты динофлагеллат. Динофлагеллаты представляют собой микроскопические одноклеточные организмы, обладающие признаками как растений, так и животных. Они обитают во всех основных типах водоемов – от озер до открытых океанов и встречаются во всех широтах от экватора до полярных районов [Fensome et al., 1993; Околовцов, 2000 и др.]. Совместно с диатомеями и кокколитофоридами динофлагеллаты создают основную массу первичной продукции в водоемах. Подвижные клетки динофлагеллат не сохраняются в осадках, однако, некоторые виды динофлагеллат (10-20%)

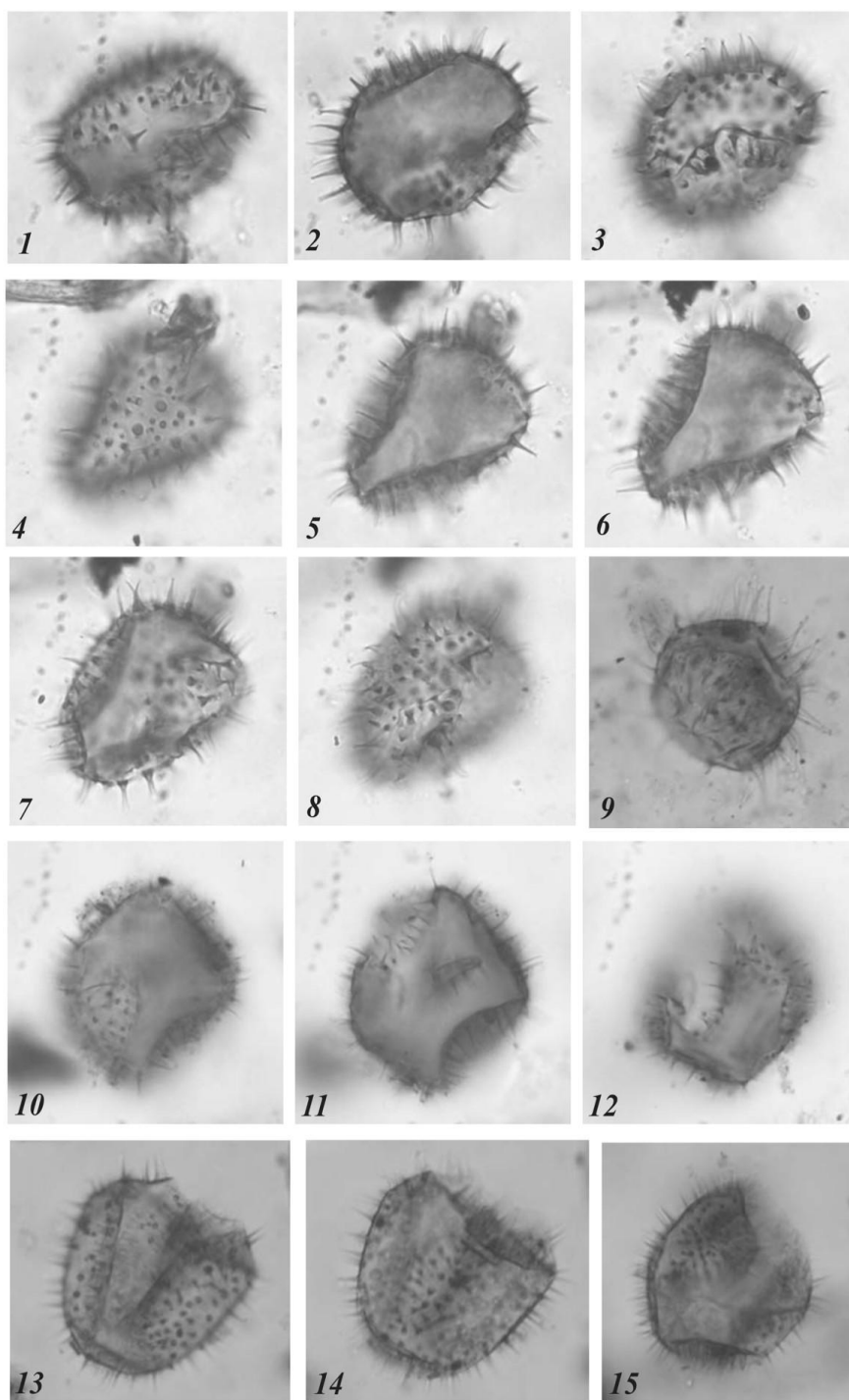
Лист 1

Рис.4.1. Лист 1: цисты динофлагеллат - 1-8 - *Echinidinium karaense*,
9- *Islandinium ? cesare* s.l., 10-15 - *Islandinium minutum*;

Лист 2

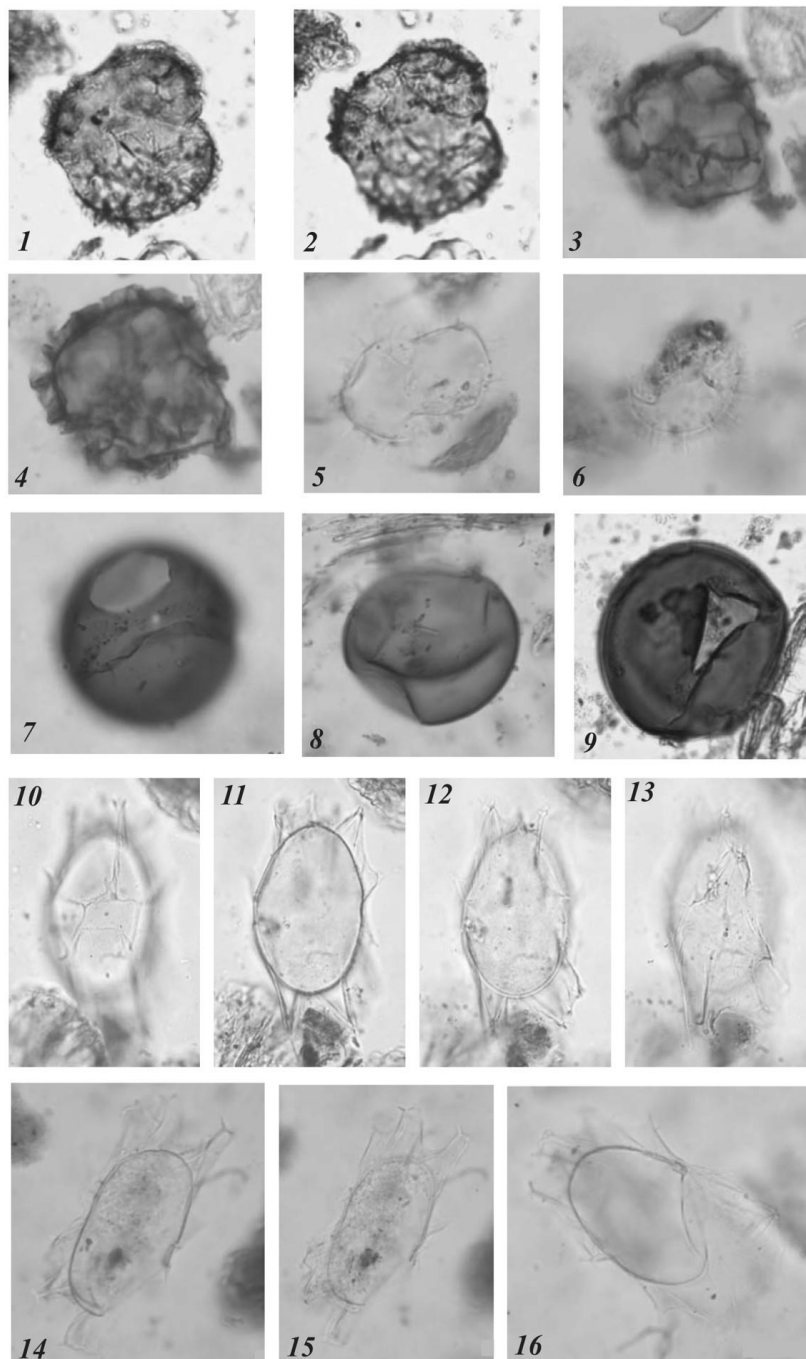
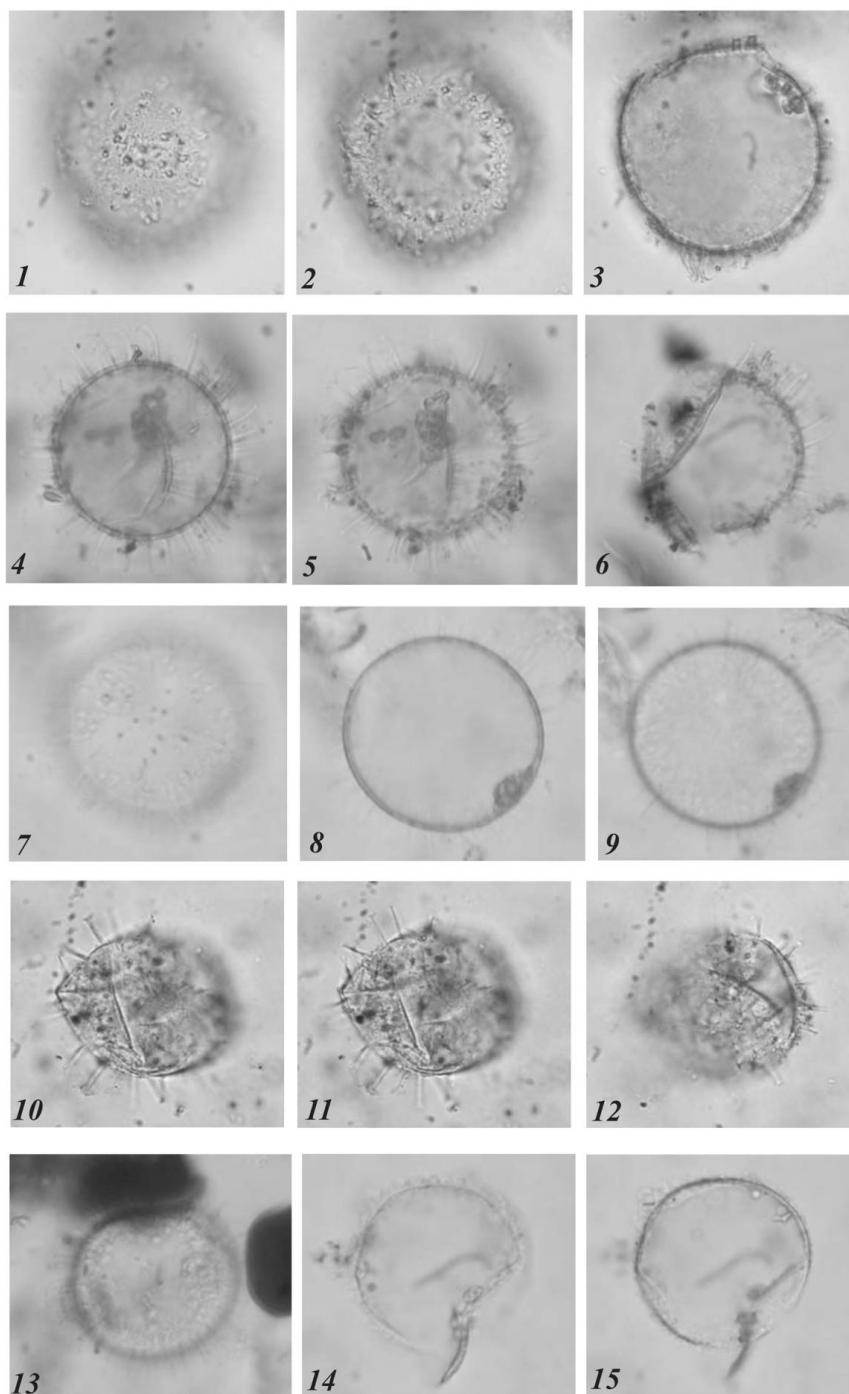


Рис.4.1. Лист 2: цисты динофлагеллат – 1-4 - цисты *Polykrikos* sp.,
 5-6 - цисты *Pentaparsodinium dalei*, 7-9 - *Brigantedinium simplex*,
 10-16 - *Spiniferites elongates*

Лист 3**Рис.4.1. Лист 3:**

цисты динофлагеллат – 1-15 - *Operculodinium centrocarpum*

Лист 4

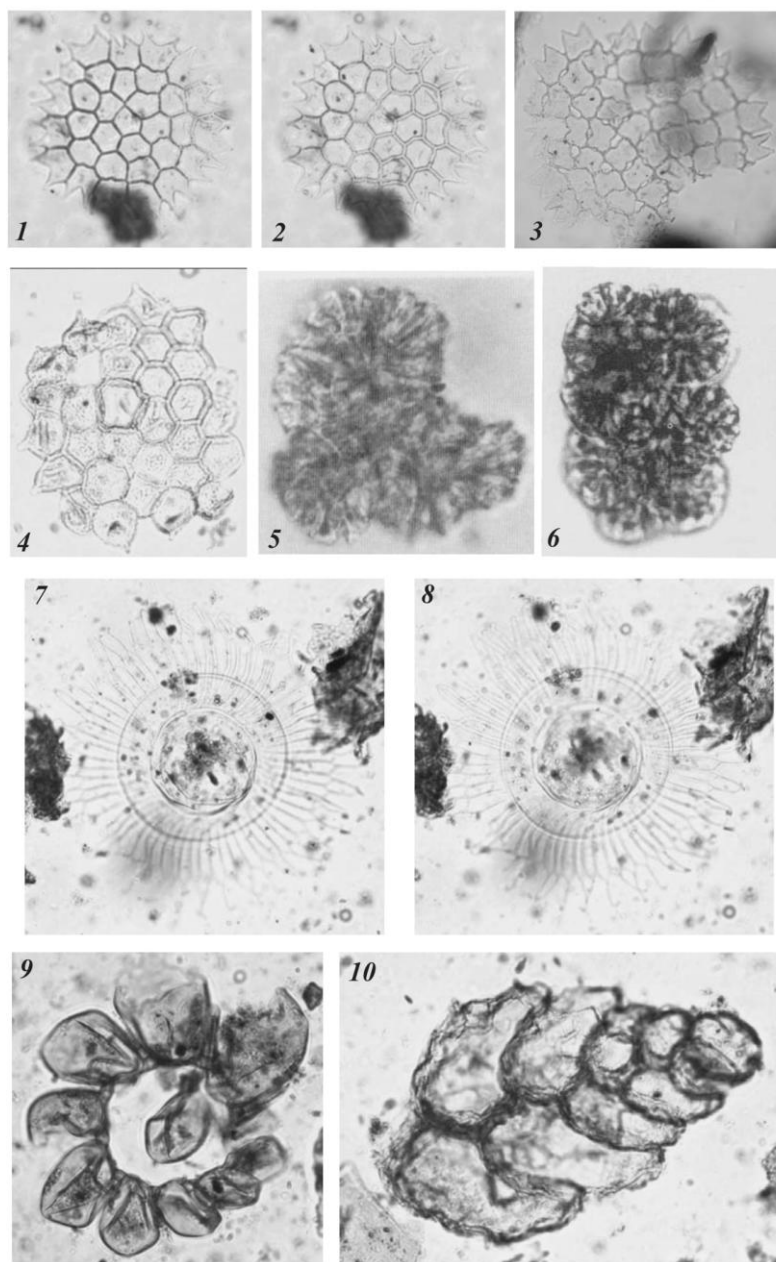


Рис.4.1. Лист 4: зеленые водоросли (1-8) – 1-3 - *Pediastrum boryanum*, 4 - *Pediastrum kawraiskii*, 5-6 - *Botryococcus* cf. *braunii*, 7-8 - *Radiosperma corbiferum*, 9-10 - органические остатки скелетов фораминифер

в процессе своего репродуктивного цикла проходят стадии образования диплоидных клеток, цист, обладающих стойкими к растворению органическими или известковыми оболочками, которые хорошо сохраняются в осадках (рис. 4.2) [Matthiessen et al., 2005; Marret, Zonneveld, 2003; de Vernal, Marret, 2007 и др.]. Из них лишь небольшое число видов продуцируют известковые цисты.

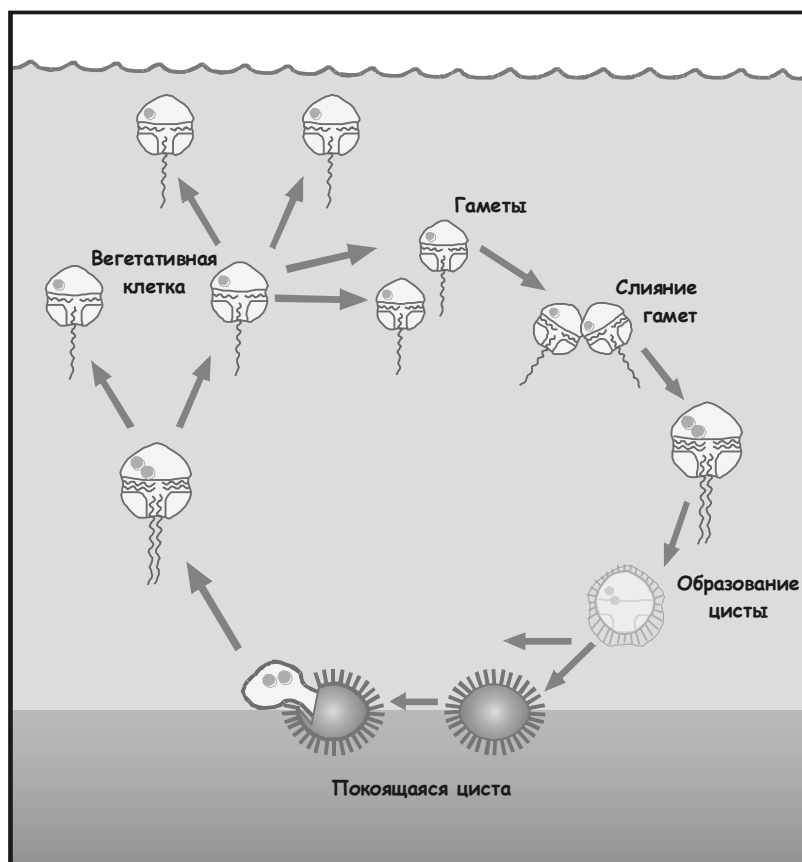


Рис. 4.2. Схематичное изображение жизненного цикла динофлагеллат, включающего образование покоящихся цист (по материалам [Nehring, 1994]).

Цисты динофлагеллат, обладающие органическими оболочками, обычно называются диноцистами. Они хорошо сохраняются в осадках и широко используются в практике геологических и биостратиграфических исследований морских мезозойских и кайнозойских отложений [Matthiessen et al., 2005; Marret, Zonneveld, 2003; de Vernal, Marret, 2007 и др.]. Ископаемые диноцисты известны, главным образом, из морских осадков и особенно обильны вдоль континентальных окраин (эстуарии рек, континентальные шельфы и склоны). В последние годы все более возрастает интерес к использованию диноцист при палеоокеанологических и палеоэкологических исследованиях четвертичных отложений благодаря устойчивости их оболочек к растворению и хорошей сохранности в осадках. Другим важным моментом является относительно широкий диапазон соленостной толерантности видов, что позволяет использовать их в исследованиях не только глубоководных районов, но и осадков эпиконтинентальных морей и эстуариев рек.

4.1.2. Динофлагеллаты и их цисты

Биология и экология динофлагеллат

Динофлагеллаты обитают в различных типах водоемов, включая озера, эстуарии рек, эпиконтинентальные моря и океаны, от экваториальных до по-

лярных районов [Matthiessen et al., 2005]. Однако большая часть видов (около 2000 таксонов) являются морскими организмами, и лишь несколько сотен видов живут в пресных водоемах.

В морских экосистемах содержание динофлагеллат значительно выше в тропических районах, чем в полярных, а их видовое разнообразие снижается по направлению от низких широт к высоким, и от прибрежных районов к открытым частям океанов [Mudie, 1992; Matthiessen et al., 2005; de Vernal, Marret, 2007]. В морях Арктики и Субарктики видовое разнообразие динофлагеллат находится в строгой зависимости от продолжительности ледового покрова [Околовцов, 2000; Matthiessen et al., 2005]. Динофлагеллаты обычно обильны в неарктических условиях, включая эстуарии рек, эпиконтинентальные моря и континентальные шельфы, что обусловлено высокой соленостной толерантностью видов, а также потребностью динофлагеллат в развитии от биогенных элементов и стратификации вод. Наиболее высокое таксономическое разнообразие динофлагеллат также приурочено к шельфовым районам [Marret, Zonneveld, 2003; de Vernal, Marret, 2007 и др.].

Некоторые виды динофлагеллат токсичны и служат причиной образования так называемых «красных приливов» - массового размножения токсичных видов, которые могут наносить огромный ущерб аквакультуре, вызывать гибель беспозвоночных и рыб, а также отравления и смерть человека [Околовцов, 2000; Turner, Tester, 1997; Hallegraeff, 2003].

Динофлагеллаты обитают преимущественно в верхнем фотическом слое вод до глубин порядка 50 м [Dodge, Harland, 1991; de Vernal, Marret, 2007]. Они способны двигаться в толще воды благодаря наличию в структуре клетки двух жгутиков, подстраиваясь, тем самым, под изменения среды обитания, и избегать оседания в случае стабильности гидрологических условий [Levandowsky, Kaneta, 1987]. Скорости движения динофлагеллат варьируют от нескольких сантиметров до нескольких метров в час [Matthiessen et al., 2005].

По способам питания динофлагеллаты занимают промежуточное положение между фитопланктоном и нанопланктоном. Около половины известных к настоящему времени видов динофлагеллат являются автотрофами, т.е. фотосинтезирующими организмами. Остальные представляют собой гетеротрофы, миксотрофы, паразитические или симбиотические организмы [de Vernal, Marret, 2007]. В последние годы выявлено, что автофлуоресценция динофлагеллат может служить таксономическим признаком, позволяющим различать автотрофные (фотосинтезирующие) и гетеротрофные виды [Matthiessen et al., 2005; Head et al., 2001].

Необходимыми экологическими факторами распределения автотрофных видов служит глубина проникновения света и наличие биогенных элементов (азот, фосфор). Продолжительный ледовый покров, таким образом, является одним из лимитирующих факторов их распространения в полярных районах. Распределение гетеротрофных видов зависит, главным образом, от источников питания, соленость и температура поверхностных вод, а также содержание биогенных элементов являются вторичными факторами, ограничивающими их жизнедеятельность [Matthiessen et al., 2005; Dale, 1996; Devilliers, de Vernal, 2000; Marret, Zonneveld, 2003]. Основным источником питания гетеротрофных видов являются растворенное органическое вещество,

бактериопланктон, диатомовые водоросли, инфузории, жгутиковые организмы и др. [Jacobson, Anderson, 1996; Taylor, Pollinger, 1987].

В добавление к градиентам солености вод на распространение видов динофлагеллат в морях и океанах оказывают многие другие абиотические факторы. Современные динофлагеллаты адаптированы к высокому диапазону температур, однако, хотя большая часть известных видов встречается в тропической зоне, значительное видовое разнообразие отмечено и в полярных районах, где известны виды толерантные к продолжительному ледовому покрову [Mattiessen et al., 2005; de Vernal, Marret, 2007]. Например, Smayda и Roynalds [2001, 2003] установили девять типов пелагических местообитаний, характеризующиеся специфическими типами пелагических ассоциаций, которые относятся к прибрежно-морским и удаленным от берега местообитаниям, снижению содержания в воде биогенных элементов, сокращению перемешивания вод и увеличению глубины эвфотической зоны. В частности, особенно важным параметром, влияющим на распространение динофлагеллат является турбулентция вод, оказывающая влияние на рост диноцист и репродукционные процессы.

Цисты динофлагеллат и их роль в палорекострукциях

В настоящее время известно около 300 видов современных динофлагеллат, образующих диноцисты, органический материал которых (диноспорин) по химическому составу близок спорополленину пыльцевых зерен [Fensome et al., 1993 и др.]. Размер диноцист обычно варьирует от 15 до 200 μm в диаметре. В составе динофлагеллат установлены три основные группы, продуцирующие органические диноцисты: Gymnodiniales и Peridinales, которые включают в основном гетеротрофные виды, и Gonyaulacales, являющиеся автотрофами [Mattiessen et al., 2005]. Морфология клеток динофлагеллат и их цист очень различается, что привело к созданию двух типов таксономии – биологической и палеонтологической, которые до настоящего времени еще окончательно не сопоставлены. Это касается, в первую очередь, динофлагеллат дочетвертичного периода.

Диноцисты, состоящие из очень прочных полимеров, обычно очень хорошо сохраняются в осадках, в отличие от диатомей и фораминифер, которые подвержены растворению в результате опалового или карбонатного состава их раковин. Вместе с тем, частичное разрушение диноцист отмечено в районах с высоким содержанием растворенного кислорода в придонных осадках и низкими скоростями седиментации [de Vernal, Marret, 2007].

Лабораторные культуры позволяют проследить жизненный цикл многих видов динофлагеллат, которые репродуцируются до подвижных клеток, начиная с цист, восстановленных из осадков, а также от живых популяций до стадии цист. Эти исследования показали, что цисты жизнеспособны на протяжении многих лет после захоронения в осадках и отбора образцов [Lewis et al., 1999; McQuoid et al., 2002], что может помочь в установлении таксономического сходства многих современных и ископаемых таксонов.

К настоящему времени существуют разные классификационные схемы и различные названия видов для планктонных динофлагеллат и для их цист [Dale, 1983; Evitt, 1985; Fensome et al., 1993]. Биологическое родство планктонных и ископаемых видов оставалось неизвестным вплоть до 60-х годов прошлого столетия, когда биологи доказали наличие в жизненном цикле сво-

бодноживущих подвижных видов динофлагеллат покоящиеся стадии. Fensholt с соавторами [1993] предприняла первую попытку объединить классификационные схемы планктонных видов и их цист и предложила единую классификацию.

Распространение диноцист в осадках морей и океанов

Несмотря на то, что к настоящему времени имеется ограниченное количество информации по поступлению цист динофлагеллат в осадки, установлено, что распределение цистообразующих динофлагеллат в поверхностных водах и их диноцист в осадках в целом согласуются [de Vernal, Marret, 2007]. Детальные сравнения живых популяций в толще воды и седиментационных ловушках, позволяющих проследить круглогодичные изменения вертикальных потоков взвеси, включая фитопланктон, с составом ассоциаций диноцист в поверхностных осадках морей выявляют некоторые различия. Эти различия связаны, в первую очередь, с тем, что подвижные динофлагеллаты и их цисты, полученные из планктона, соответствуют мгновенному интервалу времени, в то время как цисты из даже самых верхних сантиметров осадков соответствуют нескольким годам, десятилетиям или даже сотням лет в зависимости от скоростей осадконакопления. Вместе с тем, анализ материала седиментационных ловушек за полный годовой цикл иллюстрирует сезонные вариации продуктивности динофлагеллат с летним максимумом, специфике продолжительности периода цистообразования в зависимости от вида, а также показывает межгодовые вариации общего потока цист [Montessoro et al., 1998].

За последние 30 лет, с начала изучения современных диноцист [Wall et al., 1977], накоплен уже достаточно обширный материал по их географическому распространению в морских осадках, в первую очередь, для Северной Атлантики, Арктического океана, циркум-Антарктического океана, низких широт Атлантического океана, восточных и западных окраин Тихого океана [de Vernal, Marret, 2007]. Этот банк данных был использован для установления связи между ассоциациями цист динофлагеллат и гидрологическими параметрами, такими как температуры, соленость, ледовитость, продуктивность вод или их эвтрофикация. В наибольшей мере эта связь проявляется в прибрежных районах по мере удаления от берегов, а также при смене широтных градиентов. Параллельно с изучением современных диноцист в последние 20 лет накапливались данные по их использованию в палеоокеанологических реконструкциях. Количественные реконструкции параметров вод (соленость, температуры, изменение состояния морского ледового покрова) по диноцистам были осуществлены на основе различных подходов, включая современные аналоги [de Vernal et al., 1994; de Vernal, Marret, 2007 и др.], и показали перспективность их использования в палеоокеанологических реконструкциях.

Состояние изученности цист динофлагеллат в осадках

История изучения диноцист насчитывает около 150 лет. Ehrenberg [1838] впервые упомянул об ископаемых цистах, обнаружив их в меловых осадках. На протяжении конца XIX – начала XX века подобные находки неоднократно были обнаружены другими специалистами. В 1961 году Evitt положил начало новому периоду в исследованиях диноцист, выделив их характерные признаки и связав результаты предшествующих исследований иско-

паемых цист и подвижных живущих видов.

Wall и Dale [1968] впервые детально описали порядка 30 видов диноцист, в том числе выявили их связь с планктонными стадиями жизненного цикла динофлагеллат и ископаемыми цистами путем выращивания в лабораторных условиях. Вслед за этой первой работой из области биологического родства цист и планктонных стадий жизненного цикла динофлагеллат последовали другие, объясняющие характер жизненного цикла динофлагеллат. Dale систематизировал имеющиеся данные о диноцистах. В работе “Dinoflagellate resting cysts: “benthic plankton” [Dale, 1983] автор описал основные морфологические характеристики цист, объяснил причины и условия их образования, описал основные стадии жизненного цикла динофлагеллат, а также рассмотрел вопросы терминологии, биологической и палеонтологической классификаций, экологии диноцист и кратко обрисовал возможности применения метода анализа диноцист в микропалеонтологических исследованиях. Вопросами морфологии диноцист и их взаимосвязи с планктонными формами занимались Dale [1977, 1983], Lewis и Dodge [1987], Head и Wrenn [1992], Ellegaard с соавторами [2002].

Возможности применения метода анализа диноцист в палеогеографических исследованиях впервые обобщил Dale [1996]. Автор сгруппировал виды по их отношению к температуре и солености поверхностных вод, выделил неритические и океанические сообщества, определил виды-индикаторы зон прибрежного апвеллинга, а также индикаторы эвтрофикации вод, используя виды динофлагеллат, вызывающие цветение воды, так называемые «красные приливы». Ранее первые попытки использовать четвертичные ассоциации диноцист как индикаторы зон апвеллинга выполнили Lewis [1990], для прибрежной зоны Перу, и Powell с соавторами [1992]. С этой целью они использовали соотношение между содержанием в осадках видов диноцист порядков *Gonyaulax* и *Protoperidinium*, которое впервые выделил Evitt [1985], в настоящее время используемое как GP-критерий [Mudie, 1992]. Dale также занимался вопросами отношения диноцист к эвтрофикации и загрязнению водоемов [Dale, 1975, 2001; Dale, Fjellsa, 1994 и др.]. Исследования цист динофлагеллат в поверхностных осадках северной части Атлантического океана показали, что диноцисты могут использоваться также как индикаторы первичной продуктивности и содержания нитратов в поверхностном слое вод [Devilleers, de Vernal, 2000].

Вопросы биологии динофлагеллат впервые обобщил Taylor [1987]. В 1993 году была опубликована единая классификация современных и ископаемых динофлагеллат [Fensome et al., 1993]. Обобщение и стандартизация методик отбора, обработки и анализа образцов в начале 90-х годов прошлого века сделало возможным создание баз данных диноцист для различных регионов Земного шара [Marret, de Vernal, 1997; de Vernal et al., 2001], и следовательно, широкое использование их для реконструкций палеопараметров поверхностного слоя воды (температуры, солености, продолжительности ледового покрова).

За последние 30 лет использование органических цист динофлагеллат как достоверных индикаторов палеоэкологических условий стремительно возросло. Это, в первую очередь касается высокоширотных морей как северного, так и южного полушарий, которые наиболее чувствительны к изменениям климата. В 1999 году была опубликована первая база данных цист ди-

нофлагеллат в поверхностных осадках Северной части Атлантического океана и прилегающих морей [Rochon et al., 1999], составленная на базе изучения 371 поверхностного образца и включающая в себя данные о гидрологических условиях поверхностных вод (температуре, солености, глубине, характере и продолжительности ледового покрова). В 2001 году, база данных была расширена до 677 образцов. В 2003 году был создан атлас цист динофлагеллат, в который вошли обобщенные данные и карты распределения видов диноцист в поверхностных осадках Атлантического океана и прилегающих морей, Антарктики (южной части Атлантического, Тихого и Индийского океанов), северо-западной части Тихого океана и Аравийского моря [Marret, Zonneveld, 2003]. Атлас включает в себя данные о 61 виде диноцист в 853 изученных образцах, а также данные о температуре и солености поверхностных вод и содержании в них биогенных элементов (фосфатов и нитратов). В 2005 году была опубликована новая база данных (рис. 4.3), включающая в себя результаты исследования содержания цист динофлагеллат (60 видов) в 940 образцах поверхностных осадков из трех океанов (Северного Ледовитого, Атлантического и Тихого) и их шельфовых морей, а также гидрологические характеристики поверхностных вод [de Vernal et al., 2005]. Новейшая база данных позволяет выполнять качественные и количественные реконструкции палеопараметров поверхностных вод.

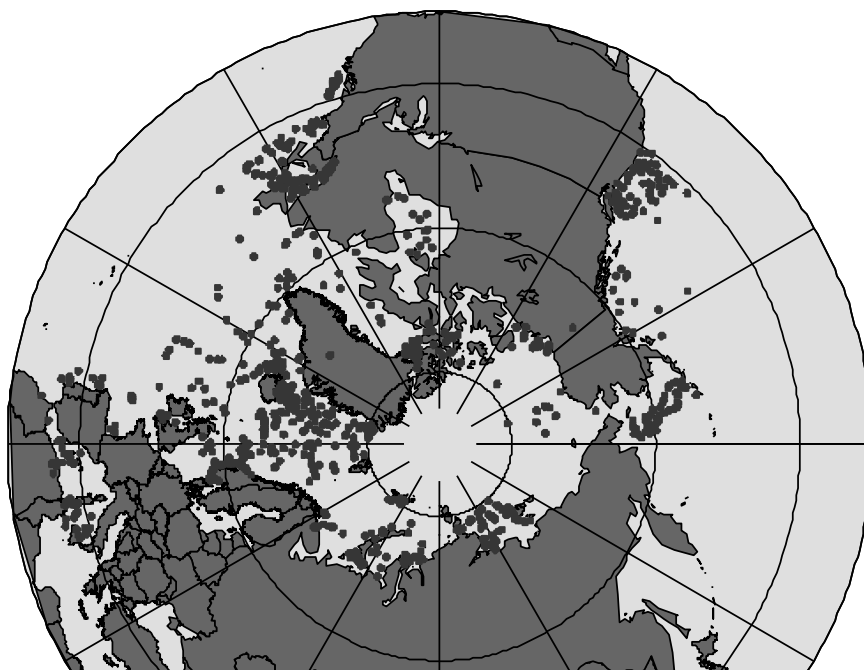


Рис. 4.3 . Карта расположения точек отбора образцов, вошедших в 940 – базу данных цист динофлагеллат Северного полушария (по материалам [de Vernal et al., 2005]).

В настоящее время в разработке находится принципиально новая глобальная Интернет-система, включающая в себя все имеющиеся данные о содержании цист динофлагеллат в поверхностных осадках по всему миру, эко-

логические характеристики, микрофотографии, и т.п. Несомненными достоинствами новой системы будут возможность пополнения содержащейся в ней информации по мере поступления новых материалов, а также удобство использования и поиска данных. В последние годы активно разрабатываются возможности количественных реконструкций палеоокеанологических параметров поверхностных вод, таких как температура, соленость поверхностных вод, продолжительность ледового покрова [de Vernal et al., 1994; 2005; Guiot, Goeury, 1996; Peyron, de Vernal, 2001 и др.].

Таким образом, сведения о содержании диноцист в поверхностных осадках Мирового Океана постоянно и активно пополняются, благодаря повсеместным исследованиям и возрастающему вниманию к этой микропалеонтологической группе.

4.1.3. Опыт использования водных палиноморф в исследованиях осадков арктических морей

Водные палиноморфы в поверхностных осадках арктических морей

Водные палиноморфы широко распространены в арктических морях и практически не подвержены растворению. Применение цист динофлагеллат в палеоокеанологических реконструкциях требует детального изучения их экологических характеристик. География данных по содержанию диноцист в поверхностных осадках Арктики на сегодняшний день охватывает практически все шельфовые моря (кроме Восточно-Сибирского), что позволяет широко использовать их для реконструкций палеопараметров поверхностного слоя воды (температуры, солености, продолжительности ледового покрова) в Арктических морях [Клювиткина и др., 2009].

Метод анализа водных палиноморф также предполагает использование для палеореконокструкций ряда дополнительных критериев, которые будут рассмотрены на примере морей Лаптевых и Белое. К настоящему времени данные моря наиболее детально исследованы в ряду других арктических морей с точки зрения анализа водных палиноморф. В первую очередь, обращает внимание широкий диапазон изменений концентраций клеток водных палиноморф в осадках изученных нами морей. Концентрации микрофоссилий в осадках зависят от ряда причин, в первую очередь, это продуктивность вод, а также процессы седиментации и аккумуляции микрофоссилий в осадках.

Так, в Белом море зеленые водоросли установлены лишь в отдельных пробах, и их концентрации не превышают 900 экз./г. Фрагменты органической части скелета фораминифер, как остатки морских организмов, обнаруживают четкую приуроченность к области высокой солености поверхностных вод Белого моря – к северу от Соловецких островов, где их концентрации превышают 1500 экз./г осадка. Максимальные концентрации цист динофлагеллат (до 22000 цист/г сухого осадка) обнаружены в алевритовых фракциях поверхностных осадков Центрального бассейна, минимальные концентрации (<100 цист/г) найдены в тонкозернистых песках, обычно хорошо промытых. В песках с различной примесью алевропелитового материала содержание цист динофлагеллат составляет от нескольких десятков до 9500 цист/г сухого осадка. Из этого следует, что повышенные концентрации диноцист в Цен-

тральном бассейне и их пониженное содержание в заливах могут быть обусловлены гранулометрией осадков Белого моря. Другим лимитирующим фактором содержания диноцист в осадках является соленость поверхностных морских вод. Цисты динофлагеллат, как производные морского фитопланктона, обнаружены в Белом море в пробах с интервалом солёности от 15 до 25‰.

В поверхностных осадках моря Лаптевых концентрации диноцист варьируют в широких пределах (от 3 до 4000 цист/г), что в целом в пять раз ниже установленных концентраций в Белом море. Это может быть обусловлено снижением продуктивности вод на шельфе центральной части Евразийского арктического шельфа, который характеризуется наиболее суровыми ледово-гидрологическими условиями (коротким вегетационным периодом, максимальной длительностью распространения сезонных льдов, мутностью вод и т.д.).

Из-за обильного речного стока количество цист динофлагеллат в прибрежных районах моря Лаптевых, находящихся под влиянием стока рек Лена и Яна, сравнительно невелико, в то время как преобладают зеленые водоросли, концентрации которых в осадках достигают 3800 экз./г. В северной, наиболее удаленной от устьев рек части моря Лаптевых в поверхностных осадках преобладают диноцисты (>50%), а количество пресноводных водорослей резко сокращается [Kunz-Pirung, 1999].

Для реконструкций изменений поступления речных вод на шельфы арктических морей используется CD-критерий – соотношение содержания в составе ассоциаций водных палиноморф пресноводных зеленых водорослей, которые приносятся на арктические шельфы с речными водами, и цист морских динофлагеллат [Matthiessen et al., 2000; Ключевиткина, Баух, 2006]. В наибольшей степени это проявляется в море Лаптевых, расположенном в центральной части Евразийского шельфа, и получающего ежегодно около четверти суммарного пресноводного стока в Арктический океан, главным образом, за счет р. Лены [Gordeev, 2000]. Установленные в поверхностных осадках моря Лаптевых водные палиноморфы включают цисты динофлагеллат, зеленые водоросли, акритархи, а также органические остатки скелетов фораминифер. Среди водных палиноморф как по видовому составу, так и по численности доминируют цисты динофлагеллат [Kunz-Pirung, 1999].

Значения CD-критерия в поверхностных осадках моря Лаптевых варьируют в пределах от 0 до 66 (рис. 4.4 А). Максимальные значения CD-критерия выявлены в юго-восточных районах моря Лаптевых, прилегающих к дельте р. Лены, куда направлен основной сток реки, и значения летней межгодовой солёности поверхностных вод не превышают 4. В прибрежных районах моря, около устьев крупных рек (Лены, Яны, Оленёка и Хатанги), а также в областях подводных долин значения CD-критерия варьируют в пределах от 4 до 15, при солёности <15. В целом, по мере удаления от устья р. Лены и увеличения солёности вод, значения CD-критерия снижаются. В северных частях моря, где солёность возрастает от 20 до >30, CD-критерий не превышает 2.

Таким образом, CD-критерий отражает интенсивность поступления речных вод на шельф и может быть использован для реконструкций изменений поступления в море Лаптевых речных вод.

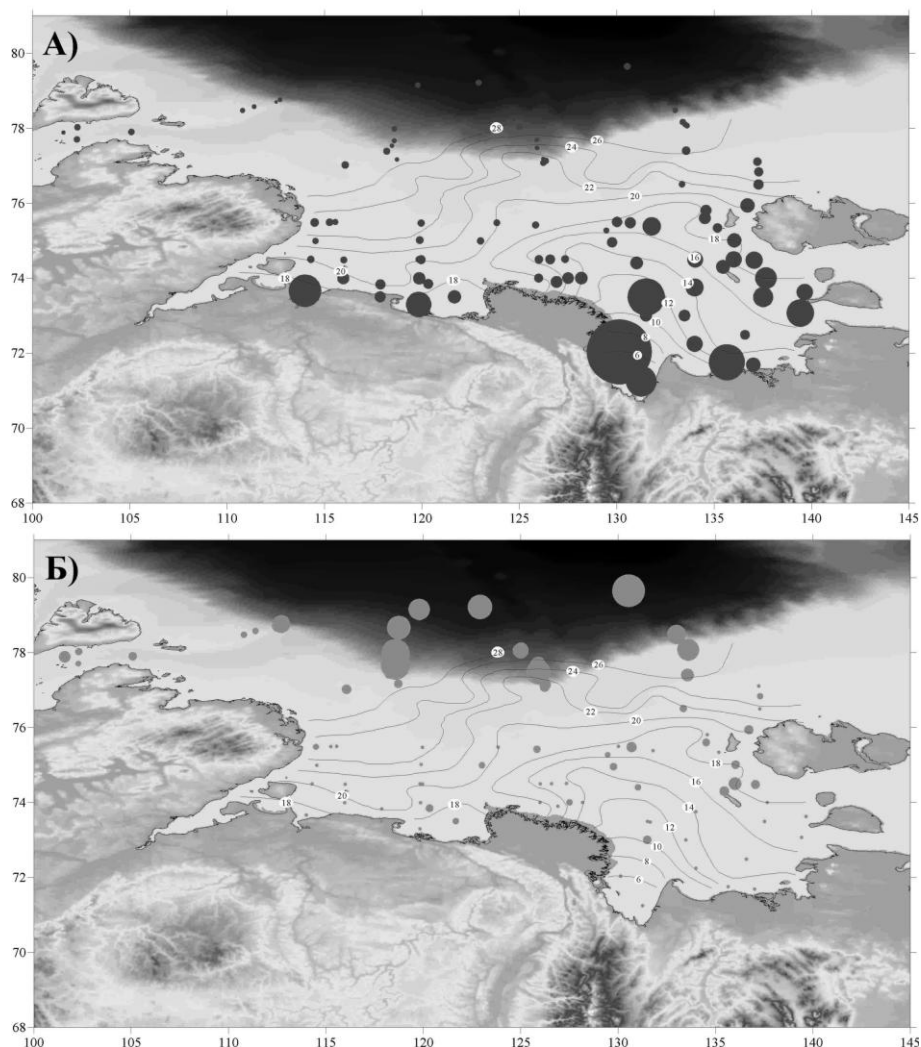


Рис.4.4. Значения CD-критерия (А) и АН-критерия (Б) в поверхностных осадках моря Лаптевых (вследствие большого разброса данных были использованы их квадратные корни). Изолинии показывают среднюю многолетнюю летнюю солёность поверхностных вод. Источники данных: 677 - база данных цист динофлагеллат; [<http://www.pangaea.de>; Dmitrenko и др., 1999; Kunz-Pirrung, 1999; картографическая база данных GEB]

Установленная корреляция между содержанием в поверхностных осадках арктических морей цист гетеротрофных видов динофлагеллат, продолжительностью ледового покрова и характером водных масс позволила использовать для палеорекоonstrukций АН-критерий [Mudie, 1992; Vujak, 1984] – отношение содержания цист автотрофных (фотосинтезирующих) видов динофлагеллат (видов порядка *Gonyaulacales*, а также цист *Pentaparsodinium dalei*) к цистам гетеротрофных видов. Как показали предшествующие исследования, АН-критерий может быть использован для реконструкций палеопродуктивности [Vujak, 1984; Mudie, 1992], а также служить индикатором

притока атлантических вод в арктические моря, так как в районах распространения этих вод в составе ассоциаций диноцист преобладают цисты автотрофных видов динофлагеллат.

Значения АН-критерия в поверхностных осадках моря Лаптевых варьируют в пределах от 0 до 0.5 (см. рис. 4.4 Б. Максимальные значения выявлены в районах внешнего шельфа и континентального склона моря Лаптевых, где глубины составляют от 50 до 1000 м, а соленость превышает 26. Минимальные значения приурочены к мелководным районам шельфа. Анализ видового и количественного распределения диноцист в поверхностных осадках показал, что в районах внешнего шельфа и континентального склона моря Лаптевых суммарное содержание цист автотрофных видов динофлагеллат *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites elongatus*, цист *Pentaparsodinium dalei* достигает наибольших значений. Эти виды рассматриваются как индикаторы распространения вод атлантического происхождения в СЛО [Matthiessen et al., 2005; и др.]. В свою очередь гетеротрофные виды, такие как *Brigantedinium simplex*, цисты *Polykrikos* sp., *Echinidinium karaense*, *Islandinium minutum*, *I. cezare* s.l., более холодноводны, способны выдерживать низкую соленость прибрежных вод и в целом преобладают в районах внутреннего шельфа моря Лаптевых. Таким образом, изменения значений АН-критерия могут быть использованы в качестве дополнительного критерия при реконструкциях интенсивности поступления атлантических вод в море Лаптевых.

Для сравнения необходимо сказать, что значения АН-критерия для ассоциаций диноцист из поверхностных осадков Белого моря, современный гидрологический режим которого формируется преимущественно за счет интенсивного водообмена с Баренцевым морем, на порядок выше, чем в море Лаптевых (рис. 4.5). Высокие показатели АН-критерия (до 32 единиц; рис. 4.5 б) обусловлены доминированием цист автотрофных видов динофлагеллат в поверхностных осадках Белого моря, что в целом отражает благоприятные для их развития гидрологические условия в Белом море в вегетационный период. Изучение соотношения цист автотрофных и гетеротрофных видов динофлагеллат показали, что во внутренних частях мелководных заливов, где существует активное перемешивание вод (возрастает их мутность) и интенсивный речной сток, богатый микроэлементами и фитопланктоном, возрастает доля видов-гетеротрофов, а на открытых частях акватории безраздельно господствуют представители автотрофных видов цист динофлагеллат.

Автотрофная ассоциация диноцист в Белом море, включающая виды семейства *Gonyaulacaceae* (*Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites* spp. и другие) и цисту рода *Peridinium* (*Pentaparsodinium dalei*) с автотрофным типом питания, в отличие от моря Лаптевых, преобладают в современных осадках Белого моря практически повсеместно. Их максимальное суммарное содержание в видовом составе ассоциаций определено в центральной части моря (до 95%), и в районе Соловецких островов (70%), где отмечено минимальное содержание взвеси и, как следствие, более благоприятные условия для фотосинтеза. Гетеротрофная ассоциация представлена, главным образом, цистами рода *Protoperidinium*: *Islandinium minutum* *I. cezare*, *Echinidinium karaense*, *Brigantedinium cariacense* и *Brigantedinium simplex*. Их максимальное содержание в составе ассоциаций (до 47%) достаточно четко приурочено к внутренним частям мелководных нестратифицированных заливов с высокой мутностью вод, в первую очередь, в районах устьев Онеги и Сев. Двины.

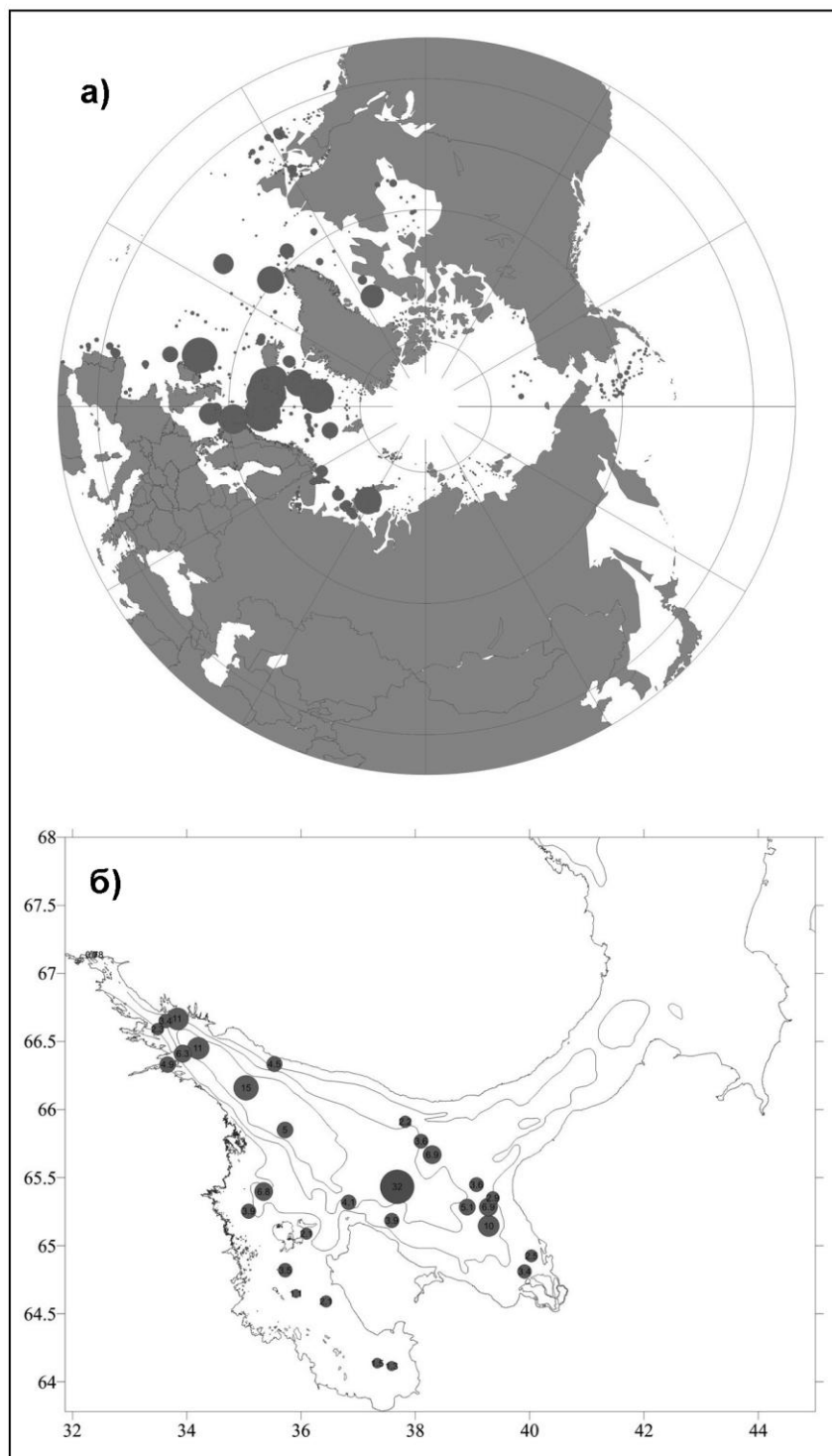


Рис. 4.5. Значения АН-критерия для Северного полушария (а; [de Vernal et al., 2001]) и для Белого моря (б).

При сравнении показателей АН-критерия для северного полушария, можно отметить максимальные его значения в водах Северной Атлантики (см. рис. 4.5а). В морях российского сектора Арктики максимальные показатели АН-критерия установлены для Новоземельского желоба (до 220 единиц). Показатели, сопоставимые с беломорскими, отмечены для южной части Баренцева моря (от 10 до 90 единиц). Восточнее 15° в.д. и вплоть до долготы Чукотского моря значения АН-критерия изменяются в пределах от 0 до 1.3 единиц и по мнению многих исследователей связано с уменьшением влияния атлантических водных масс [Mudie, 1992; Matthiessen et al., 2000; Mudie, Rochon, 2001; Ключевиткина, 2007 и др.] и увеличением продолжительности ледового покрова, как лимитирующего фактора в развитии автотрофных видов динофлагеллат.

АН-критерий может также применяться в качестве индикатора продолжительности ледового покрова в арктических морях, так как ограничивающим фактором в распределении автотрофных видов динофлагеллат является проникновение света [Mudie, 1992; Mudie, Rochon, 2001 и др.]. Например, с этой целью данный критерий был применен при изучении изменения ледовитости вод Канадского Арктического архипелага [Mudie, Rochon, 2001]. Авторами показано, что значения АН-критерия снижаются в районах с продолжительным ледовым покровом и повышаются в областях полыней, что объясняется строгой зависимостью распределения автотрофных (фотосинтезирующих) видов от проникновения солнечного света. Кроме того, в последние годы активно разрабатываются возможности количественных реконструкций параметров поверхностных вод, таких как температура, соленость поверхностных вод и продолжительность ледового покрова в арктических морях [Guiot, Goeury, 1996; Peyron, de Vernal, 2001; de Vernal et al., 2005].

Палеоокеанологические реконструкции голоцена (на примере морей Лаптевых и Белое)

Приведенные выше результаты изучения распределения водных палиноморф в поверхностных осадках морей Белое и Лаптевых показали, что их видовой и количественный состав отражает современные гидрологические обстановки. Установленные закономерности были использованы для реконструкций ледово-гидрологических условий и седиментационных обстановок на арктическом шельфе в голоцене в ходе развития постгляциальной трансгрессии. Разработанные методические подходы будут рассмотрены на примере детально датированных колонок донных осадков из моря Лаптевых и колонок из Белого моря, соответствующих последним 250 годам [Ключевиткина и др. 2009].

Море Лаптевых. В период максимума последнего оледенения мелководный шельф моря Лаптевых был осушен, арктическая прибрежная равнина располагалась на 400–700 км севернее ее современных границ. В результате быстрого подъема уровня моря в ходе голоценовой трансгрессии и отступления береговой линии происходило лавинообразное осаждение речной взвеси в палеодолинах р. Лены, Яны и др. в условиях высоких градиентов солености вод [Bauch et al., 2001].

17.5–13.0 тыс. календарных л.н. (рис. 4.6). Согласно составу ассоциаций водных палиноморф, данный интервал в западной части моря (колонок PS51/154-11) характеризовался максимальной продолжительностью морского сезонного ледового покрова, что устанавливается по преобладанию в составе

диноцист эвригалинных холодноводных видов (*I. minutum*, *B. simplex*, *E. karaense* и цист *Polykrikos* sp.) и отсутствию цист автотрофных видов динофлагеллат (АН-критерий = 0). Отсутствие североатлантических видов диноцист в море Лаптевых в данный период связано с тем, что эти виды принадлежат автотрофным динофлагеллатам, развитие которых было ограничено условиями почти круглогодичного морского ледового покрова.

13.0–11.2 тыс. календарных л.н. отмечены значительные изменения палеогидрологических условий в западной части моря Лаптевых (колонка PS51/154-11), вызванные возросшей интенсивностью адвекции атлантических вод, что выявлено по увеличению доли североатлантических видов в ассоциациях диноцист и значений АН-критерия. 12.3 тыс. кал. л.н. уровень моря Лаптевых достиг современной изобаты 60 м, что устанавливается по появлению диноцист в нижней части колонки PS51/159-10, однако до 11.2 тыс. кал. лет остаются крайне высокими значения CD-критерия, а в составе ассоциаций диноцист преобладают цисты эвригалинных динофлагеллат. Это позволяет заключить, что данный район шельфа находился в области активного воздействия стока рек Анабар и Хатанга, палеодолина которых протягивалась вдоль восточного побережья п-ова Таймыр. Около 11.3 тыс. кал. л.н. уровень моря достиг современной изобаты 51 м на внешнем шельфе восточной части моря Лаптевых (рис. 4.7), о чем свидетельствует появление в осадках колонки PS51/135-4 диноцист и морских видов диатомей.

11.2–10.3 тыс. календарных л.н.: ~11.2 тыс. кал. л.н. в ассоциациях палиноморф внешнего шельфа западной части моря Лаптевых (колонка PS51/159-10) происходит скачкообразное увеличение содержания цист относительно тепловодных и солоноводных видов динофлагеллат и видов североатлантического происхождения. Содержание *O. centrocarpum* достигает 80% в составе ассоциаций, а цист *P. dalei* – 40%, в то время как в современных осадках моря Лаптевых их доля в ассоциациях не превышает 10% и 5%, соответственно. Значения АН-критерия, начиная с 11.2 тыс. кал. л.н., в десятки раз превышают современные. Очевидно, что в этот период в западной части моря отмечается значительное усиление адвекции атлантических вод и, возможно, повышение температуры поверхностных вод. Начиная с 11.3 тыс. кал. л.н., атлантические воды оказывают влияние также на гидрологические условия внешнего шельфа восточной части моря Лаптевых (см. рис. 4.7, [Polyakova et al., 2005, Ключиткина, 2007; и др.]), о чем свидетельствуют увеличение доли североатлантических видов в ассоциациях диноцист, повышенные значения АН-критерия в осадках колонки PS51/135-4. В результате повышения уровня моря, которое за период 11.2–10.3 тыс. кал. л.н. составило ~5 м, наблюдается дальнейшее смещение к югу береговой линии. На внешнем шельфе западной части моря Лаптевых (колонка PS51/159-10) это фиксируется по снижению (в ~4 раза) значений CD-критерия, что отражает сокращение стока рек Анабар и Хатанга в данный район.

На внешнем шельфе восточной части моря, в пределах палеодолины р. Яны (рис. 4.7; колонка PS51/135-4, изобата 51 м), 11.3–10.3 тыс. кал. л.н. высокие скорости осадконакопления (170 см/тыс. лет) [Bauch et al., 2001], значения CD-критерия, превышающие современные в ~10 раз, а также экстремально высокие концентрации зеленых водорослей и пресноводных диатомей свидетельствуют о лавинообразном осаждении взвешенных речных наносов, что характерно для внутренней зоны маргинального фильтра сибирских рек [Лисицын, 1994, Polyakova, 2003]. Маргинальные фильтры являются важнейшей особенностью осадконакопления в зонах смешения речных и морских вод. В них происходят глобальные процессы аккумуляции растворенных (до 20–40%) и взвешенных (до 93–95%) веществ [Лисицын, 1994].

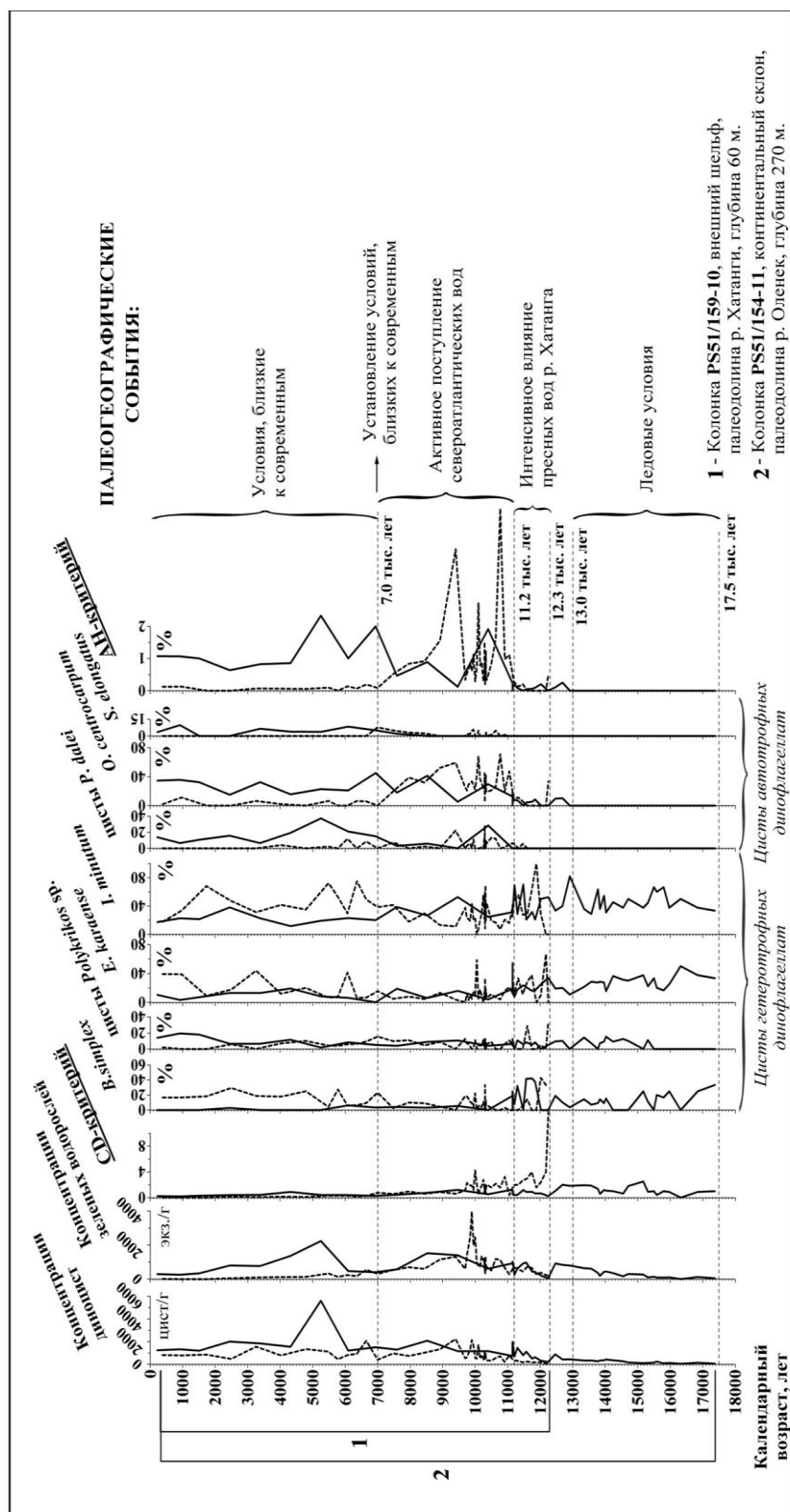


Рис. 4.6. Распределение цист динофлагеллат в колонках донных осадков (4719 и 4706) Белого моря и этапы (I, II, III) ледово-гидрологического развития моря за последние 250 лет. А) изменения концентраций цист динофлагеллат в осадках колонок. Б) изменения процентного содержания цист гетеротрофных относительно холодноводных видов динофлагеллат в осадках колонок.

тические виды (*O. centrocarpum*, цисты *P. dalei*), а АН-критерий, как и в предшествующий период, достигает максимальных значений. На внешнем шельфе восточной части моря (колонка PS51/135-4) суммарное содержание североатлантических видов составляет 80–90%, а АН-критерий достигает 8.5, что свидетельствует о значительном усилении влияния атлантических вод на формирование водных масс в море Лаптевых в этот период. 10.3 тыс. кал. л.н. в восточной части моря Лаптевых (колонка PS51/135-4) снижаются значения CD-критерия, уменьшаются скорости осадконакопления (до 17 см/тыс. лет) [Bauch et al., 2001] и возрастает соленость (до 15–16) [Bauch, Polyakova, 2003], что свидетельствует о смещении к югу устья р. Яны.

9.2–7.4 тыс. календарных л.н.: около 8.9 тыс. кал. л.н. уровень моря достиг современной изобаты 32 м, и началось затопление более мелководного юго-восточного шельфа, о чем свидетельствует появление диноцист и морских диатомей в нижней части колонки PS51/092-12 [Bauch, Polyakova, 2003; и др.]. 8.9–8.6 тыс. кал. л.н. в палеодолине р. Лены отмечаются экстремально высокие концентрации зеленых водорослей и пресноводных диатомей [Polyakova et al., 2005; Ключиткина, 2007; и др.], высокие скорости осадконакопления (>170 см/тыс. лет) [Bauch et al., 2001] и низкая соленость поверхностных вод (<9) [Bauch, Polyakova, 2003]. Следовательно, в этот период в палеодолине р. Лены происходило лавинообразное осаждение речной взвеси, важным компонентом которой является фитопланктон (в первую очередь, диатомей и зеленые водоросли), в условиях внутренней зоны маргинального фильтра. Высокие значения CD-критерия 9.2–7.4 тыс. кал. л.н. и преобладание эвригалинных видов диноцист указывают на сильное распреснение вод под влиянием стока р. Лены. В западной части моря Лаптевых наблюдается снижение концентраций зеленых водорослей и значений CD-критерия, что отражает смещение к югу береговой линии и устьев рек Оленёк, Анабар и Хатанга. *O. centrocarpum* продолжает доминировать, указывая на постоянное и более интенсивное, чем в настоящее время, поступление атлантических вод.

На внутреннем шельфе восточной части моря Лаптевых (колонка PS51/092-12; рис. 4.7), несмотря на его мелководность, формирование водных масс 8.9–7.4 тыс. кал. л.н., как и в настоящее время, происходило при участии атлантических вод, о чем свидетельствуют высокое относительное содержание североатлантических видов в ассоциациях диноцист и максимальные значения АН-критерия, при низком содержании холодноводных видов *I. minutum* и *E. karaense*. По нашим материалам A. de Vernal были реконструированы средние летние температуры поверхностных вод, которые в данный период были выше современных в этом районе моря, что, вероятно, связано с усилением адвекции относительно теплых атлантических вод.

В восточной части моря Лаптевых установление близких современным гидрологических условий происходит на внешнем шельфе ~8.6 тыс. кал. л.н., на внутреннем – ~7.4 тыс. кал. л.н. (рис. 4.7), в западной части моря – ~7.0 тыс. кал. л.н. (рис. 4.6), на что указывает формирование комплексов палиноморф, сходных с современными [Ключиткина, Bauch, 2006; и др.], снижение скоростей осадконакопления, и установление солености вод, близкой современной [Bauch et al., 2001; Polyakova et al., 2005].

7.4 тыс. календарных л.н. – современность. В западной части моря

Лаптевых (колонки PS51/154-11 и PS51/159-10) постоянные значения CD-критерия дают основание полагать, что сток рек Анабар, Хатанга и Оленёк существенно не менялся на протяжении последних 7 тыс. кал. л.н. На внешнем шельфе западной части моря с 7.0 тыс. кал. л.н. доминируют цисты холодноводных динофлагеллат, а в районе континентального склона – североатлантические виды. Начиная примерно с 6–5 тыс. л.н., когда уровень моря Лаптевых достиг положения, близкого современному, и, вероятно, стабилизировался, изменения стока р. Лены становятся ведущим фактором в формировании гидрологических условий в прилегающих к ее дельте районах шельфа. Наши исследования ассоциаций микроводорослей в колонках, полученных на внутреннем шельфе (глубина <32 м), выявили короткопериодные изменения интенсивности стока р. Лены через основные протоки дельты – Туматскую, Трофимовскую и Быковскую [Polyakova et al., 2006].

Белое море. Развитие ледово-гидрологических условий Белого моря за последние 250 лет реконструируется на основе установленных изменений в распределении экологических групп цист динофлагеллат и их концентраций в осадках исследованных колонок (4719 и 4706). Выделяются три основных этапа (рис. 4.8):

Этап с 1740 по 1850-е гг. (колонка 4719, Соловецкие острова) характеризовался высоким процентным содержанием полярных и субполярных гетеротрофных видов цист динофлагеллат рода *Protoperidinium* (до 23%) в составе ассоциаций диноцист, значительно превышающим их значения в поверхностных осадках региона, что свидетельствует об увеличении продолжительности сезонного морского ледового покрова. Данный интервал времени в целом соответствует второй половине Малой Ледниковой Эпохи (МЛЭ), продолжавшейся в высоких широтах северного полушария примерно с 1430 до 1850 г. На протяжении всей эпохи отмечалось увеличение площадей распространения арктических морских льдов, а между 1780 и 1820 гг. средняя годовая температура воздуха в районах Северной Атлантики (севернее 50° широты) была на 1–3 °С ниже современной [Захаров, 1981].

В последующий этап с 1850 г. и до 1960-х годов реконструируется значительное сокращение продолжительности сезонного ледового покрова, о чем свидетельствуют минимальное для разреза (колонка 4719) содержание цист холодноводных гетеротрофных видов динофлагеллат, которые оставались в этот период существенно ниже современных. Резкое возрастание доли автотрофных видов, и, в первую очередь, вида-индикатора атлантических вод в Арктическом океане *O. centrocarpum* могло быть обусловлено увеличением продолжительности вегетационного периода и повышением летних температур вод. Рассматриваемый период в Западно-Арктических морях и субарктических районах Северной Атлантики отличался неустойчивостью ледового покрова, а исландские воды оставались практически свободными ото льда на протяжении 15 лет после окончания МЛЭ [Гриббин, Лэм, 1980; Захаров, 1981].

С 1960-х гг и по настоящее время в исследованных колонках из Белого моря происходит в целом увеличение доли цист холодноводных гетеротрофных видов динофлагеллат (рис. 4.8). Резкие неоднократные изменения, как процентного содержания этих видов, так и суммарных концентраций диноцист в осадках были, вероятно, обусловлены короткопериодными флуктуациями климата и ледово-гидрологических условий, которые установлены

также в прилегающих арктических районах на протяжении последних десятилетий прошлого века [Гриббин, Лэм, 1980; Захаров, 1981].

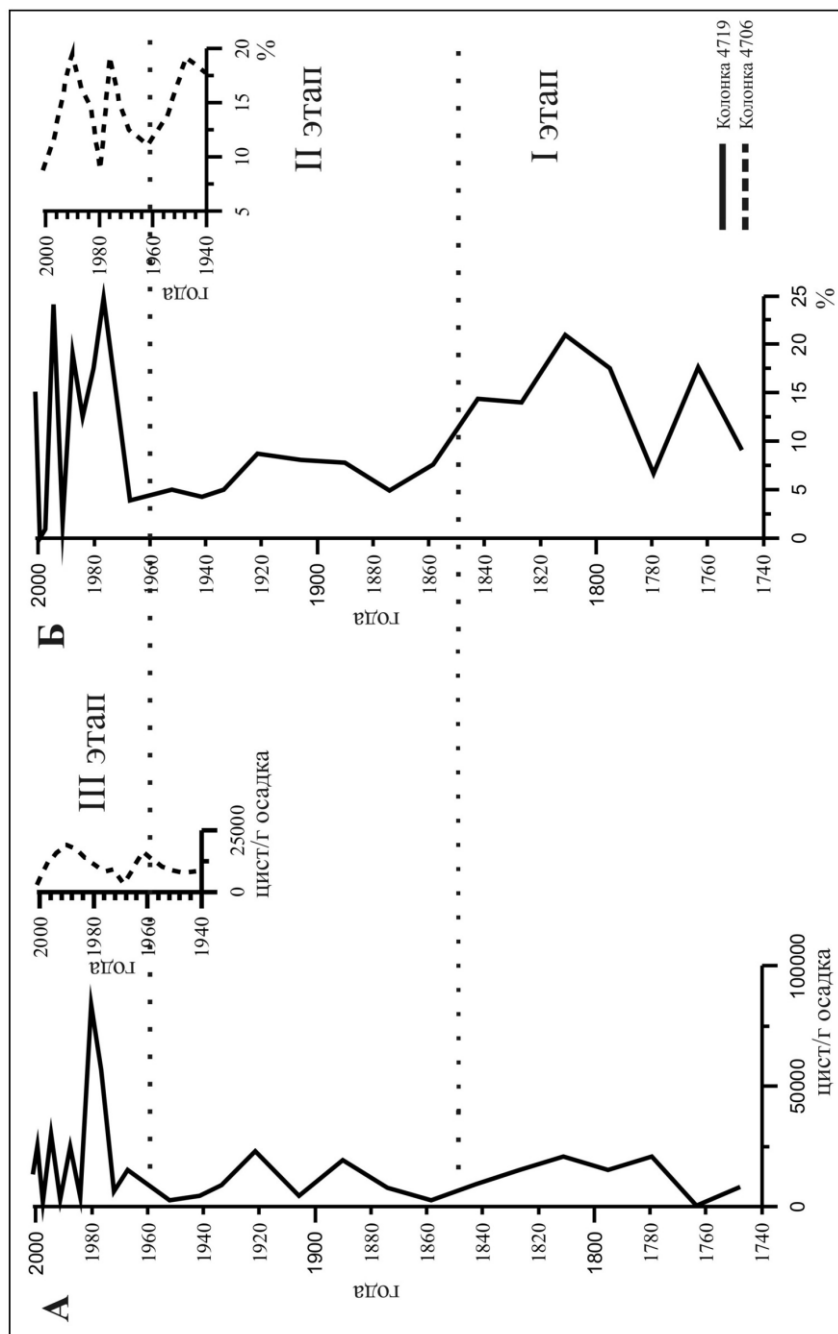


Рис. 4.8. Корреляция палеогеографических событий на внешнем и внутреннем шельфе восточной части моря Лаптевых за последние 11,3 тыс. лет на основе изменений комплексов водных палиноморф и значений CD- и AN-критериев в осадках колонок PSS1/135-4 (глубина моря 51 м, палеодолина р. Яны) и PSS1/092-12 (глубина моря 32 м, палеодолина р. Лены). Пунктирными линиями обозначены границы выделенных интервалов.

Таким образом, в результате проведенных исследований показано, что водные палиноморфы широко распространены в арктических морях Евразии, и их анализ может с успехом применяться при решении ряда палеогеографических задач, касающихся палеоокеанологических реконструкций обстановок позднего плейстоцена, голоцена и исторического времени в шельфовых морях.

4.2. Диатомовый анализ

Диатомеи - одноклеточные низшие растения, являются одной из наиболее распространенных групп водорослей в современных водоемах разного типа. В альгофлоре морей они часто составляют до 80% и более общего таксономического состава фитопланктона, создавая около 70% первичной продукции высоких и умеренных широт Мирового океана. В континентальных водоемах умеренных широт диатомеи играют ведущую роль в формировании биомассы водорослей весной и в осенне-летнее время. Являясь тонкими биологическими индикаторами, они используются при исследовании разнообразных вопросов гидробиологии, океанологии, экологии, а в последние годы активно внедряются в практику биологического мониторинга за качеством вод континентальных водоемов, испытывающих интенсивное антропогенное воздействие [Диатомовые водоросли СССР, 1974 и др.].

Диатомеи представляют также одну из наиболее информативных палеонтологических групп и широко используются в биостратиграфических и палеогеографических исследованиях на протяжении многих десятков лет. Это обусловлено как достаточно высокой степенью их филогенетической изменчивости в кайнозое, так и строгой зависимостью распространения видов от экологических факторов, что позволяет реконструировать экологические условия осадконакопления и решать широкий круг биостратиграфических, палеогеографических и палеоклиматических проблем. Клетки диатомей, покрытые кремневой оболочкой - панцирем, близкой по составу к опалу, при благоприятных условиях хорошо сохраняются в ископаемом состоянии. По форме панциря, а также сложной системе его структурных элементов, позволяющих производить определения створок на видовом уровне, строятся все современные классификационные системы диатомовых водорослей. Эти два фактора - достаточно хорошая сохранность диатомей в осадках и возможность видовой идентификации ископаемых форм определяют роль диатомей, как одной из важнейших палеонтологических групп.

Использование диатомового анализа в реконструкциях палеообстановок плейстоцена и голоцена, включая фациально-генетические условия осадконакопления, основные параметры водных масс и другие, требуются, в первую очередь, знания о биологии современных диатомей и экологических факторах, определяющих их обитание в различных типах водоемов, а также выполнение методических работ по установлению закономерностей формирования ассоциаций диатомей в осадках и их связи с различными абиотическими факторами среды.

4.2.1. Биология и физиология диатомей

Клетка диатомеи состоит из протопласта, заключенного в мембрану, плотно примыкающую к наружной кремневой оболочке - панцирю. С помощью электронной микроскопии выявлена тончайшая организация составных частей протопласта, выполняющих различные функции, а также установлено, что характерной особенностью протопласта диатомей, отличающих их от других микроскопических водорослей, является отсутствие целлюлозной оболочки и крахмала, богатство жирами и сложный набор фотосинтезирующих пигментов. Важнейшим отличительным признаком диатомей является

наличие у них прозрачного кремнистого панциря, внутри которого и заключен протопласт клетки (рис. 4.9). Панцирь, в свою очередь, снаружи плотно облекается органической оболочкой. Известны виды диатомей с неполным окремнением панциря. Кремнистый панцирь состоит из двух половинок, одна из которых (эпитека) надвинута на другую (гипотеку). Форма панцирей и их структурные элементы чрезвычайно разнообразны и служат основными диагностическими признаками при видовой идентификации диатомей. К настоящему времени известно 285 родов и около 12 000 видов диатомей [Round et al., 1990].



Рис. 4.9. Виды морских и пресноводных диатомей

Размеры клеток диатомей варьируют от 2 $\mu\text{м}$ до 1-2 мм, и их исследование производится обычно в световых микроскопах при увеличении порядка 500-1000 раз. Новейшую эру в исследовании диатомей открыло использование сканирующего (растрового, отражающего свет) микроскопа (СЭМ), который при огромных увеличениях (до 80-100 тыс. раз) дает прекрасные объемные изображения тонкой структуры поверхности створок. Электронно-микроскопическое изучение структуры диатомей, начавшееся в 40-х годах XX в., к настоящему времени позволило выявить детали ультраструктуры нескольких тысяч видов диатомей и пересмотр систематики и таксономии современных и ископаемых диатомей [Simonsen, 1979].

До настоящего времени еще многие физиологические процессы у диатомей выяснены недостаточно, однако установлено, что процессы эти у разных видов протекают по-разному. У диатомовых водорослей, как и у всех растений, образование органического вещества происходит в хлоропласте при фотосинтезе с помощью пигментов. Диатомеи продуцируют широкий

спектр пигментов, включая хлорофилл А и С, β -каротины и другие, позволяющие им обитать в широком диапазоне интенсивности солнечной инсоляции, включая условия низкой инсоляции в полярных районах под морскими льдами [Диаомовые водоросли СССР, 1974; Crosta, Коф, 2007 и др.]. В отличие от других растений, конечными продуктами фотосинтеза которых являются углеводы, у диатомей образуются жиры, состав которых варьирует у различных видов. В настоящее время установлено, что состав жиров может служить важным диагностическим видовым признаком диатомей, что положило начало использованию геохимического анализа липидов и жирных кислот (IP_{25}) в верхнеплейстоценовых-голоценовых осадках при выявлении источников поступления органики в шельфовые моря Арктики и реконструкциях ледового покрова [Crosta, Коф, 2007; Belt et al., 2007 и др.].

Размножение диатомовых водорослей происходит путем вегетативного деления клетки на две, при этом размеры новых клеток всегда ограничены панцирем. Темпы деления различны у каждого вида и зависят от многих факторов – времени года, инсоляции, температуры, питательных веществ и т.д. Количество индивидуумов, происшедших из первичной планктонной диатомеи за одни сутки, достигает 35 миллиардов! Бентосные диатомеи делятся обычно реже, чем планктонные, и число деления их клеток достигает 90 раз в год. Таким образом, это позволяет диатомеям продуцировать очень большие объемы биомассы, что при благоприятных условиях осадконакопления и захоронения приводит к образованию мощных толщ диатомитов как во многих районах Мирового океана, так и некоторых континентальных водоемах [Лисицын, 1966; Диаомовые водоросли СССР, 1974].

Диатомеи, как в настоящее время, так и в прошлые геологические эпохи, играют значительную роль в органогенном кремненакоплении в океанах, морях и континентальных водоемах. Анализ современного распространения поясов повышенных концентраций аморфного кремнезема в осадках Мирового океана, образующихся преимущественно за счет створок диатомей и в меньшей степени радиолярий и силикофлягеллят, показал их приуроченность к областям высокопродуктивных поверхностных вод (рис. 4.10).

Распределение последних в океане определяется динамикой вод и поступлением биогенных элементов (азот, фосфор и др.) в зону фотосинтеза. По подсчетам Лисицына и Богданова [1968] средняя величина характерного соотношения SiO_2 аморф./С орг. для Тихого океана составляет 0,613, что позволяет производить общую оценку изменений величин первичной продукции в предшествующие геологические эпохи по содержанию аморфного кремнезема или концентрациям створок диатомей в осадках. Биогенное кремненакопление происходит и в континентальных водоемах. В современных озерах бореальной зоны диатомовые илы являются обычным типом донных осадков, что, как и в океанах, обусловлено высокой продуктивностью диатомей, клетки которых в период вегетации составляют до 99% всей растительной продукции водоема. Однако, если в океанах основным лимитирующим фактором накопления диатомей в осадках является растворение их створок в процессе опускания на дно после окончания вегетации, то в континентальных водоемах, также как в шельфовой зоне океанов, большее значение имеет разбавление осадков терригенным материалом. Исследование процессов накопления диатомей и диагенеза вмещающих осадков является важной составной

частью методических работ при фациально-генетических и палеогеографических исследованиях.

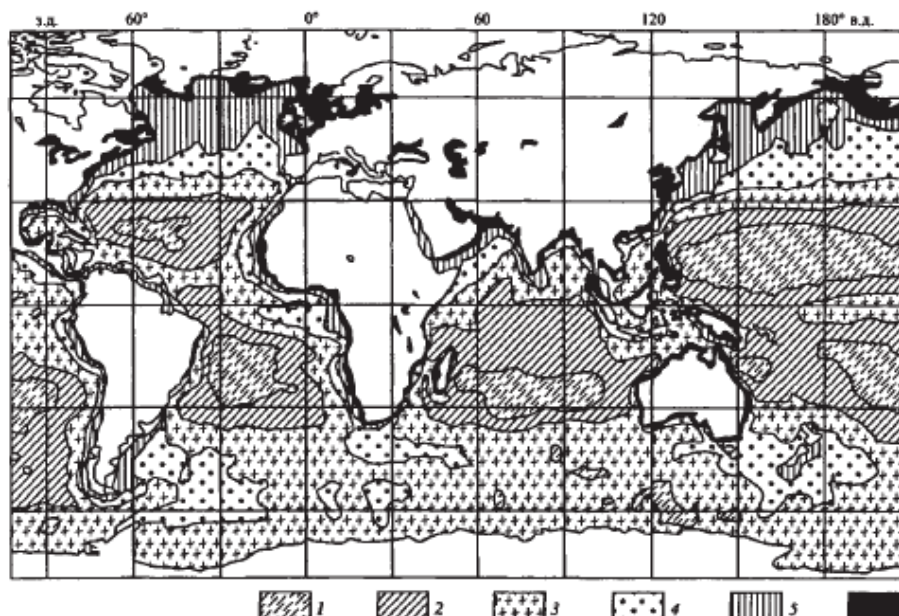


Рис. 4.10. Первичная продукция фитопланктона Мирового океана ($\text{мгС/м}^2/\text{сутки}$). Составлена по спутниковым определениям хлорофилла с верификацией в ходе многочисленных экспедиций [Виноградов и др., 1996]. 1 – меньше 150; 2 – от 150 до 200; 3 – от 200 до 300; 4 – от 300 до 500; 5 – от 500 до 800; 6 – более 800. Центральная Арктика – ультраолиготрофная область с минимальными в океане первичными продукциями. В ледовой зоне Антарктики продукция значительно выше. В области однолетних льдов и безледной – до 500-800 и более 800 $\text{мгС/м}^2/\text{сутки}$.

В результате последующего деления происходит постепенное уменьшение размеров клеток, которое происходит до определенных пределов, после чего деление прекращается. Клетка сбрасывает кремнистый панцирь и образует аукоспору, заключенную в пектиновую оболочку. Она разрастается до первоначальных размеров клетки, создавая новый панцирь, и все повторяется. Среди растительных организмов подобными свойствами обладают только диатомовые водоросли.

Многие диатомеи способны переживать полное высыхание водоема или его промораживание. Это связано с тем, что в своем жизненном цикле они имеют стадию покоящихся спор, которые образуются при наступлении неблагоприятных условий, а со временем в благоприятной обстановке спора прорастает и образует новую клетку. Неизвестно, правда, как долго такие споры могут сохранять всхожесть. Еще одна удивительная особенность диатомей, отличающая их от других растений – это способность передвигаться, и движения их разнообразны. Большинство диатомей движутся по какой-нибудь поверхности, имея точку опоры, но некоторые передвигаются в самой толще воды.

Большая группа диатомей (планктон) способна к свободному парению в воде. Клетки этих водорослей имеют небольшую плотность, тонкий, порис-

тый легкий панцирь, содержат многочисленные включения капелек масла. Многие морские виды снабжены длинными щетинками, часто соединяются в колонии, что способствует плавучести, или выделяют слизь, которая легче воды. Отмершие клетки теряют способность парить и опускаются на дно, так как плотность панциря около 2.3. Донные виды (бентос) парить не могут и в планктон попадают случайно. Многие формы обрастаний (эпифиты) также соединяются в колонии, обычно неподвижные. Внешний вид, размеры и формы колоний чрезвычайно разнообразны.

4.2.3. Экология диатомей

Диатомеи – наиболее широко распространенная и богатая видами группа водорослей, которая часто преобладает в водоемах. Некоторые из них обитают и на суше – на увлажненных скалах, земле, почве, среди мхов. В водных местообитаниях флора диатомей богата и разнообразна. В каждом типе водоема формируется лишь ему свойственная флора [Диатомовые водоросли СССР, 1974; Лосева, 2002]. Определенные сообщества возникают не только в каждом водоеме, но и в разных его частях в зависимости от конкретных условий местообитания.

Одни водные организмы приспособились к жизни на дне водоема (*бентали*), они называются бентическими (*бентос*). Часть из них ведут прикрепленный и малоподвижный образ жизни, обрастая подводные части растений или твердого субстрата (*перифитон*). Другие виды живут в самой толще воды (*пелагиали*). Это пелагические виды, причем пассивно плавающие; они относятся к планктонным организмам (*планктон*). Жизненный цикл некоторых видов (*меропланктонных*) проходит в составе обрастаний (*перифитон*), однако оторвавшись от твердого субстрата, как правило, в результате волновых движений, они продолжают развиваться в составе фитопланктона.

Планктонные диатомеи морей и океанов подразделяются на (1) неритические виды, развивающиеся в пределах шельфовой зоны морей и океанов, большая часть которых имеет в жизненном цикле стадию покоящихся спор; (2) панталассные виды, встречающиеся как в пределах шельфов, так и в открытых океанах, и (3) собственно океанические виды [Семина, 1974]. Диатомеи, образующие споры, могут встречаться и в открытом океане, их существование здесь связано с морским ледовым покровом, у края которого создаются псевдонеритические условия, либо с наличием устойчивого пикноклина, играющего роль псевдодна и удерживающего споры до нового периода вегетации. Бентосные и перифитонные диатомеи в шельфовой зоне морей и океанов встречаются на значительно больших глубинах (до 100 м), чем в континентальных водоемах, что связано с высокой, как правило, прозрачностью вод.

Основными экологическими факторами среды, влияющими на развитие диатомей и их видовой состав, являются свет, температурный режим, биогенные элементы, циркуляция вод и другие [Диатомовые водоросли СССР, 1974; Лосева, 2002].

Поскольку свет необходим для фотосинтеза, он является одним из основных факторов, ограничивающих расселение водорослей в глубинах водоема. Прозрачность в разных водоемах различна: в озерах обычно до нескольких метров, в морях и океанах – до нескольких десятков метров, в морях и

океанах - до нескольких десятков метров. Имеются данные, что в пресных водоемах диатомей могут жить на глубинах более 30 м (например, о. Байкал), а в некоторых мутных озерах – только в верхних полутора метрах. Наибольшие глубины для обитания диатомей в морях превышают 100 м. Наибольшая глубина максимума численности диатомей в субантарктических водах зарегистрирована на глубине 162 м. В тропических морях и океанах диатомей предпочитают жить не у самой поверхности воды, а на некоторой глубине (5–30 м), так как они относятся к тенелюбивым организмам.

Диатомей очень чувствительны к **температуре** воды. Хотя вегетация диатомей возможна в пределах от -1.8° до 50°C , а в стадии покоя диатомей сохраняют жизнеспособность и при более высоких температурах (обитатели горячих источников) и более низких температурах, они реагируют на температуру по-разному. Существует большая группа эвритермных видов, обитающих в широком диапазоне температур. Однако некоторые диатомей живут лишь при определенной температуре и не переносят ее колебаний (*стенобионты*). Вместе с другими факторами температура регулирует сезонные изменения в жизни водоемов; она обуславливает весенний и осенний максимумы в развитии диатомей в умеренных широтах, летний – в Арктике и Антарктике и зимний – в тропиках.

Для развития и размножения диатомеям необходимы разнообразные **минеральные вещества**: фосфор, азот, кремний, сера, кальций, магний, калий, железо, марганец. *Кремний* для диатомей, из которого построен их панцирь, является одним из лимитирующих факторов их развития. Особенно необходим кремний в период их активного размножения. Недостаток его в воде вызывает торможение деления клеток и уменьшение толщины панциря, а при определенном минимуме кремния деление клеток прекращается. В период обильного развития диатомей содержание его в воде резко сокращается и восстанавливается за счет поступления из глубин водоема.

Правда, экспериментально доказано, что диатомовые водоросли могут жить и в бескремневой среде, вегетировать и даже размножаться, но при этом у них не образуется кремневый панцирь, и они теряют свой обычный облик. Растворению диатомей способствует *кальций*. В водоемах с щелочными водами панцири в донных осадках вообще не сохраняются, хотя в водоеме диатомей развиваются нормально и даже в обилии. Накопление мощных толщ диатомитов могло быть связано с существованием вод, крайне бедных кальцием.

Важнейшее значение в питании диатомей, как и других растений, имеют *фосфаты* и *нитраты*. С увеличением их содержания в поверхностных водах связаны сезонные всплески в развитии планктонных диатомей. Диатомей являются железолюбами. Растворенное *железо* влияет на рост клеток; от его содержания зависит их продуктивность. Как и другие водоросли диатомей используют растворенные *органические вещества*, содержание которых в воде очень изменчиво. Диатомей относятся к ним по-разному: при сильном органическом загрязнении одни клетки вегетируют, другие погибают, поэтому диатомей являются чуткими индикаторами степени загрязнения вод.

По химической активности водной среды пресноводные водоемы делятся на щелочные, нейтральные и кислые. В каждом типе развивается свой соответствующий комплекс диатомей. Диатомей реагируют и на гидродина-

мический режим водоема и его глубины, т.е. в стоячих и проточных, в глубоких и мелких водоемах формируются свои комплексы.

К настоящему времени разработаны разнообразные классификационные системы по диатомовым водорослям, позволяющие воссоздать температурный режим водоемов, соленость вод, степень эвтрофирования и т.д. По отношению к солености вод, согласно наиболее употребляемой системе галобности Kolbe [1932] в модификации Simonsen [1962] и Pankow [1990] диатомовые водоросли подразделяются на четыре основные группы: полигалобы, обитающие в водоемах с соленостью выше 40 ‰, эвгалобы - типичные морские виды (соленость вод 50-40 ‰), мезогалобы, встречающиеся в опресненных участках морей, устьях рек и солоноватоводных континентальных водоемах с соленостью от 0,5 до 20 ‰, и олигогалобы, т.е. пресноводные виды, обитающие в водоемах с соленостью до 5 ‰.

Среди последних выделяют группы: галофилов - видов, живущих обычно в пресной воде, но на развитие которых небольшое повышение солености оказывает стимулирующее воздействие, галофобы, не выдерживающие даже незначительного повышения солености вод, и индифференты - типично пресноводные виды, достигающие в пресных водах массового развития.

С речными водами пресноводные диатомеи поступают в прибрежную зону морей, но вегетация их вскоре прекращается. Однако распределение пресноводных диатомей в поверхностных осадках морей является надежным индикатором распространения речных вод на шельфе (рис. 4.11; [Polyakova, 2003]). Так, например, исследования содержания пресноводных диатомей в поверхностных осадках обского и енисейского эстуариев и прилегающей части Карского моря выявили последовательное снижение их суммарного содержания по мере удаления от устьев рек.

Сравнение значений летней солености поверхностных вод в обском и енисейском эстуариях и на внутреннем шельфе Карского моря и процентного содержания пресноводных диатомей в поверхностных осадках этого региона выявили прямую корреляцию этих двух параметров (рис. 4.11). Летняя соленость поверхностных вод в этом районе по данным 50-летних наблюдений составляет от 0.5 до 28.5‰. Наибольшее относительное обилие пресноводных диатомей (>90%) характерно для внешних районов Обского эстуария при значениях летней солености поверхности вод менее 6–7, а в Енисейском заливе – менее 10‰. К северу, в сторону моря относительное содержание пресноводных диатомей в диатомовых ассоциациях поверхностных осадков отражает снижение влияния речного стока. Процентное содержание от 60% до 40% соответствует солености 11–12‰.

Последовательное сокращение процентного содержания пресноводных диатомей в ассоциациях до 10% соответствует снижению солености вод от 13‰ до 15‰, что совпадает с северной границей области главного влияния речного стока и соответствует внешней границе «маргинального фильтра» в Карском море (Лисицын, 1994; Lisitzin et al., 2000). К северу от этой границы встречаемость пресноводных диатомей в осадках обусловлена другими факторами, связанными, главным образом, с процессами вытаивания из речных льдов, а также таяния льдов, формирующихся в прибрежной зоне морей. Хорошая корреляция относительного обилия пресноводных диатомей в составе диатомовых ассоциаций и речного стока, которая отражается, например, в градиентах солености поверхностных вод, наглядно отражена на рис. 4.12.

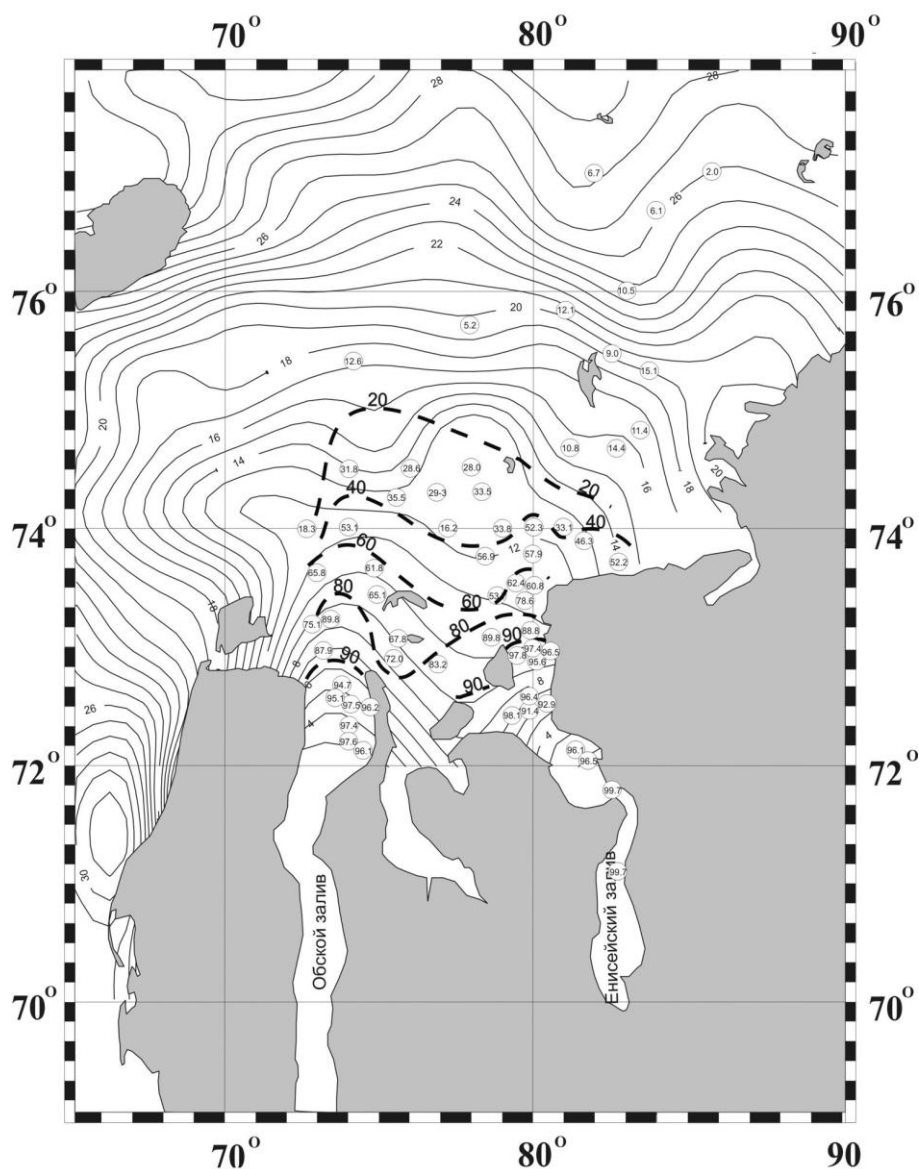


Рис. 4.11. Процентное содержание ледово-морских диатомей в ассоциациях поверхностных осадков Карского моря, Обского и Енисейского заливов. Пунктирной линией показано среднее межгодовое положение стационарной полыньи по результатам 10-летних наблюдений [Polyakova, 2003, Дмитренко и др., 2000].

Выявленные закономерности в дальнейшем были использованы при реконструкциях изменений солёности поверхностных в арктических морях Евразии в позднем плейстоцене и голоцене.

В озерных водоемах, в зависимости, главным образом, от их трофического статуса, различаются следующие типы диатомовых ассоциаций: олиготрофных озер - с холодной и прозрачной водой, богатой кислородом и бедной солями и органическими веществами, дистрофных озер - богатых гуминовыми веществами со слабой минерализацией, диатомовая флора которых представлена почти исключительно донными формами, и эвтрофных озер - с вы-

сокой концентрацией питательных веществ, имеющих богатую в видовом и количественном отношении диатомовую флору, как в планктоне, так и бентосе.

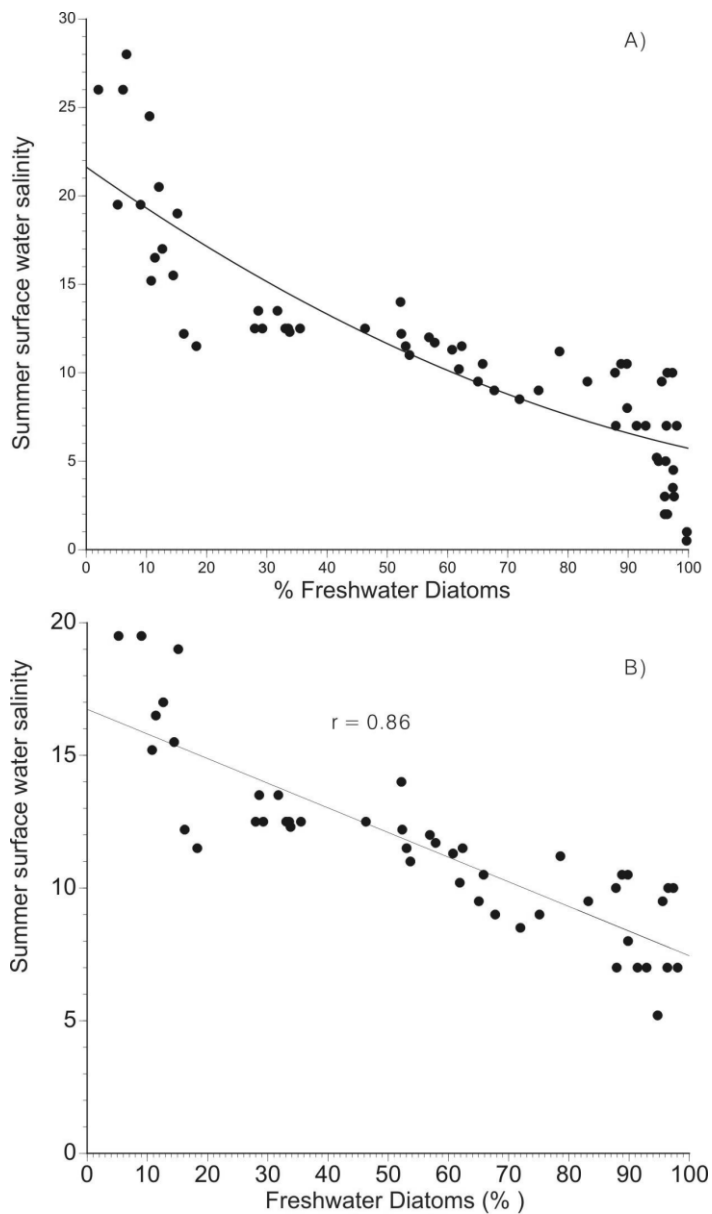


Рис.4.12. Корреляция между процентным содержанием пресноводных диатомей в ассоциациях поверхностных осадков Карского моря, Обского и Енисейского заливов и летней соленостью поверхностных вод (А), а также для значений солености поверхностных вод от 5 до 20 (В).

Разработана система оценки эвтрофирования по показателям сапробности видов - сапробионтов [Pantle, Buck, 1955; Sladeček, 1976; Wegle, 1983; Барина и др., 2006 и др.]. Установлено, что конкретному состоянию водной экосистемы соответствует определенный уровень эвтрофирования и способности к самоочищению, который может быть охарактеризован сочетанием

показателей среды и биоты, а набор и величины их могут быть выражены в интервалах значений (рис. 4.13).



Рис. 4.13. Классификация качества воды и зон сапробности по Сладечеку [1967; Sladecsek, 1973]. Зоны сапробности: x - ксено-, o - олиго-, αβ - бета-, α - альфа-, ρ - полисапробная - в пределах квадранта лимносапробности, экосистемы пресных вод, соответствуют модели трофической пирамиды; i-k - зоны вне модели экосистем поверхностных вод. Серой стрелкой показано направление самоочищения. Две черные стрелки показывают амплитуду сапробности для р. Кишон [Barinova et al., 2004]

По отношению к ацидификации среды согласно системе Хустедта [Hustedt, 1939] диатомеи разделяются на: ацидобионтные виды, характерные для кислых вод (рН около 5,5 и меньше); ацидофильные виды, предпочитающие слабокислые воды (рН = 5,5 - 7); индифферентные и/или нейтрофильные виды, наиболее часто встречающиеся в нейтральных водах (рН около 7) или имеющие широкий спектр условий обитания; алькалифильные виды, для развития которых оптимальными являются слабощелочные воды (рН более 7); алькалибионтные виды, обильные в щелочных водах (рН более 8,5). Расчет значений рН среды возможно проводить по методике Ренберга и Хелберга [Renberg & Hellberg, 1982], разработанной для озер Швеции.

В составе континентальной флоры диатомей выявлены специфические эдафические (почвенные) виды, нетребовательные к условиям обитания, а в проточных водоемах - реофильные виды, предпочитающие чистые, хорошо аэрированные воды, изучен видовой

состав реофильных группировок в зависимости от субстрата и т.д. Всесторонние исследования современных ценозов диатомей и их связи с различными факторами среды создают актуалистическую основу палеогидрологических построений.

При реконструкции глубин континентальных палеоводоемов определяются количественные соотношения планктонных диатомей, адаптированных к парению и развивающихся в верхнем фотическом слое вод, и бентосных диатомей, обитающих в грунтах или обрастающих подводные части растений и твердый субстрат (перифитонная группа). Бентосные и перифитонные виды встречаются на литорали и верхней сублиторали и лишь на тех глубинах, куда проникает необходимое для фотосинтеза количество света, что зависит, главным образом, от прозрачности вод.

Температурный режим вод прямо или опосредованно, через характерные для каждой физико-географической зоны типы водоемов определяет пространственное распределение видов диатомей. По отношению к температурам вод виды диатомей подразделяются на эвритермные, развивающиеся в широком диапазоне температурных условий, и stenothermные, адаптированные лишь к определенному температурному режиму водоемов. Исследование современных и прошлых ареалов stenothermных видов является основой па-

леотемпературных реконструкций по диатомеям. Классификация видов диатомей по отношению к температурным условиям континентальных водоемов весьма условна: различают холодноводные виды (аркто-бореальные и аркто-альпийские), умеренно-тепловодные (бореальные) и тепловодные.

В изучении географического распространения морских и океанических видов диатомей к настоящему времени достигнуты большие успехи, в значительной степени благодаря работам отечественных специалистов, выявлена приуроченность видов диатомей к основным типам круговоротов водных масс Мирового океана, осуществлено его фитогеографическое районирование на ареалогической основе [Беклемишев, Семина, 1986, Беклемишев и др., 1977 и др.]. Согласно данной системе фитогеографического районирования весь Мировой океан по распределению фитопланктона разделен на три области: Аркто-Бореальную, Тропическую и Антарктическую, границы между которыми, по-существу, определяются гидрологическими фронтами, разделяющими различные по масштабу водные массы.

Выделены следующие основные типы ареалов [Беклемишев, Семина, 1986]: 1) аркто-бореальный, 2) тропический, 3) антарктический, 4) космополитический, 5) тропическо-бореальный, 6) тропическо-арктобореальный, 7) тропическо-антарктический, 8) биполярный. Основы ареалов, как показали исследования, занимают один или несколько океанических круговоротов водных масс. Исследование изменений пространственно-временных границ ареалов видов диатомей является основой палеотемпературных реконструкций.

4.2.4. Происхождение и эволюция диатомей

Полагают, что диатомеи выделились в самостоятельный отдел (класс) водорослей еще в позднеюрское время [Стрельникова, 1974; Скабичевский, 1981] и на ранней, пластичной стадии развития, когда клетки их не обладали жестким кремневым панцирем, сформировались основные эволюционные ряды [Round, Sims, 1981; Round, Crawford, 1981; Николаев, 1984]. Этап быстрой эволюции диатомовых водорослей завершился к позднему мелу формированием 70 известных родов и почти 300 видов [Стрельникова, 1992; Jouse, 1978]. С этого времени диатомеи играют все более существенную роль в органическом кремненакоплении в океанах и морях, а начиная с эоцена начинается формирование биокремнистых осадков в экваториальных районах океанов и Североатлантическом бассейне [Стрельникова, 1992; Baldauf, Barron, 1990]. Этот процесс, обусловленный в первую очередь высокой продуктивностью поверхностных вод, продолжался на протяжении всего кайнозоя и сопровождался перераспределением зон биогенного кремненакопления в Мировом океане под воздействием палеогеографических, тектонических, палеоокеанологических и других причин [Barron, Baldauf, 1989; Baldauf, Barron, 1990]. В настоящее время наиболее благоприятные условия для развития диатомового планктона существуют в субарктических и экваториальных широтах Пацифики и приантарктическом регионе [Лисицын, 1974], где происходит накопление диатомовых илов.

О времени и путях колонизации диатомеями пресных вод единой точки зрения в настоящее время нет. Согласно наиболее распространенным представлениям [Скабичевский, 1981; Хурсевич, 1992 и др.] в континентальные

водоемы, по преимуществу пресноводные, вселение диатомовых водорослей происходило из морей и океанов и сопровождалось эволюционным отбором и видообразованиями. Подтверждением этого служит в первую очередь тот факт, что достоверные находки первых представителей центрических диатомей из морских бассейнов известны с раннего мела - 144 млн л.н., а из пресноводных водоемов лишь со среднего эоцена - 44 млн л.н. [Хурсевич, 1992]. Однако, отсутствие палеонтологических остатков промежуточных форм между морскими и пресноводными диатомеями делает правомерными и другие представления, согласно которым колонизация диатомеями морей и пресноводных водоемов происходила двумя самостоятельными потоками из единого типа местообитания, где возникли их предки, задолго до мелового периода [Round, Sims, 1981; Round, Crawford, 1981; Николаев, 1984 и др.].

Дальнейшая эволюция морских и пресноводных диатомовых водорослей в кайнозое происходила в целом независимо друг от друга, что предполагает самостоятельное рассмотрение вопросов диатомовой биостратиграфии морских и континентальных отложений.

Таким образом, расселение диатомей в кайнозое практически по всему Земному шару, последовательная адаптация их видов к различным физико-географическим и гидробиологическим условиям местообитаний, определяет почти универсальные возможности диатомового анализа для решения широкого круга палеогеографических проблем, таких как установление фациально-генетических условий осадконакопления континентальных и морских отложений, гидрохимического и температурного режимов бассейнов, биологической продуктивности вод. Исследования видовых и количественных изменений в составе ископаемых диатомовых ассоциаций, их биогеографической структуры, позволяют реконструировать изменения палеогеографических обстановок осадконакопления и создают основу для корреляции палеогеографических событий. Вместе с тем, выявленные к настоящему времени филогенетические изменения в составе океанических и континентальных диатомовых флор в позднем кайнозое позволили выделить и обосновать большое число надежных стратиграфических реперов, датированных с помощью палеомагнитных и радиологических данных, являющихся основой зональных стратиграфических схем и позволяющих осуществлять глобальные палеогеографические корреляции.

4.2.5. Диатомовая стратиграфия

Диатомеи известны и были идентифицированы с начала 18 столетия. Ископаемые диатомеи первоначально использовались для биостратиграфических целей. Биостратиграфия является наукой о датировании пород или осадков на основе использования ископаемых остатков. Обычно в биостратиграфических исследованиях используются виды широкого географического распространения, но имеющие ограниченный временной этап эволюционного развития. Таким образом, диатомеи, отвечающие этим требованиям, являются ключевым стратиграфическим маркером. В 70-х годах прошлого столетия было установлено, что последовательность смены ископаемых диатомовых флор на обширных территориях была сходной, несмотря на состав и текстуру осадков. Филогенетические изменения диатомовых флор, выражавшиеся как в вымирании отдельных видов и родов в кайнозое, так и в новообразованиях, сопоставленные с палеомагнитной шкалой, используются при крупномас-

штабных палеогеографических построениях и создают надежную основу для стратиграфического расчленения осадков и корреляции палеогеографических событий (см., например, рис. 4.14).

В изучении морских и океанических осадков диатомовая стратиграфия за последние десятилетия стала одним из приоритетных направлений благодаря работам по Проекту глубоководного бурения, обеспечившим обильное поступление колонок осадков из различных районов Мирового океана. В наиболее детально разработанных диатомовых схемах Северной Пацифики [Koizumi, 1985; Koizumi, Tanimura, 1985; Barron, 1980, 1981; Akiba, 1986; Akiba, Yanagizawa, 1986; Barron, Gladenkov, 1995; Gladenkov, Barron, 1995] объем зональных подразделений не превышает 1-2 млн лет, а временные интервалы трех плейстоценовых подразделений устанавливаются с большой степенью точности на основе сопоставления с палеомагнитной стратиграфической шкалой и подсчета скоростей осадконакопления (рис. 4.15).

В тропических и экваториальных районах Тихого и Индийского океанов используется стратиграфическая схема Баркла, сопоставленная с палеомагнитной шкалой [Burckle, 1972; Burckle, Opdyke, 1977] в дальнейшем уточненная и дополненная для нижних отделов неогена и плиоцен-плейстоцена [Barron, 1985 a, б; Baldauf, 1985; Казарина, 1978 и др.]. Плейстоценовый интервал этой стратиграфической шкалы включает два зональных подразделения, используются также как дополнительные критерии для более дробной стратификации осадков другие датировочные уровни, имеющие локальное или широкое площадное распространение [Казарина, Мухина, 1989].

Модифицированная схема Баркла используется для стратиграфического расчленения верхнекайнозойских глубоководных осадков средних широт Северной Атлантики и базируется на присутствии тепловодных ассоциаций диатомей [Baldauf, 1984, 1986], аналогичных установленным в восточных районах экваториальной Пацифики. Вместе с тем, разработанная для Норвежско-Гренландского бассейна Шрадером и Феннер [Schrader, Fenner, 1976] диатомовая шкала имеет исключительно региональное значение и корреляция ее с более южными районами Северной Атлантики весьма затруднительна, так как авторами использовались для выделения зональных подразделений виды, которые не имеют биостратиграфического значения в других районах. Лишь для некоторых интервалов этой шкалы (среднемиоценового, позднеплиоценового и др.) на основе присутствия отдельных стратиграфически значимых видов возможно, как полагают, сопоставление с северо-тихоокеанской диатомовой шкалой. В дальнейшем эта диатомовая шкала была уточнена и переработана [Koç, Flower, 1998; Koç et al., 1999; Koç et al., 2001].

Диатомовая стратиграфическая схема для Южного океана (Антарктика и Субантарктика), охватывающая практически весь третичный и четвертичный периоды, базируется в значительной степени на видах широкого географического распространения [Weaver, Gombos, 1981], что позволило осуществить корреляцию ее подразделений с зональными диатомовыми шкалами других районов. Число эндемичных антарктических видов, использованное в схеме, незначительное в миоцене, увеличивается в плиоцене-плейстоцене, однако, датировочные уровни этого возрастного интервала хорошо скоррелированы с палеомагнитной шкалой.

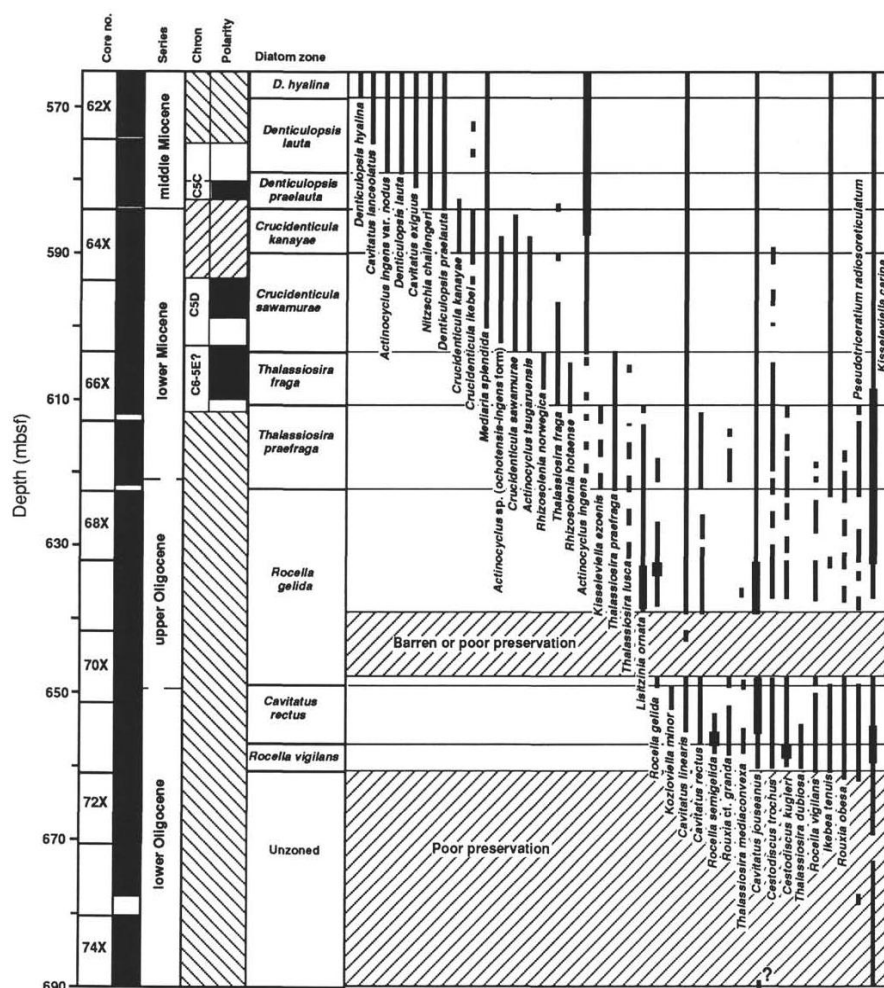


Рис. 4.14. Распределение стратиграфически важных видов диатомей в олигоценых – миоценовых отложениях (Hole 884B), Северная Пацифика (по [Gladenkov, Barron, 1995]).

В последние годы диатомовая стратиграфическая схема Южного океана уточнена, существенно дополнена и детализирована [Gersonde, Burckle, 1990; Baldauf, Barron, 1991; Harwood, Maruyama, 1992]. В последних вариантах плиоцен-плейстоценовый интервал шкалы включает десять зональных подразделений, из них три соответствуют плейстоцену.

Таким образом, в настоящее время существует три основных типа стратиграфических диатомовых шкал - для северных областей Тихого океана, тропическо-экваториальных районов, включая средние широты Северной Атлантики, и приатлантических районов. Они отвечают трем современным фитогеографическим областям Мирового океана: бореальной, тропической и антарктической, или нотальной [Беклемишев и др., 1977], соответствующих в целом распределению основных типов водных масс в океанах, формирование которых закончилось к концу позднего миоцена - началу плиоцена [Казарина, Мухина, 1989].

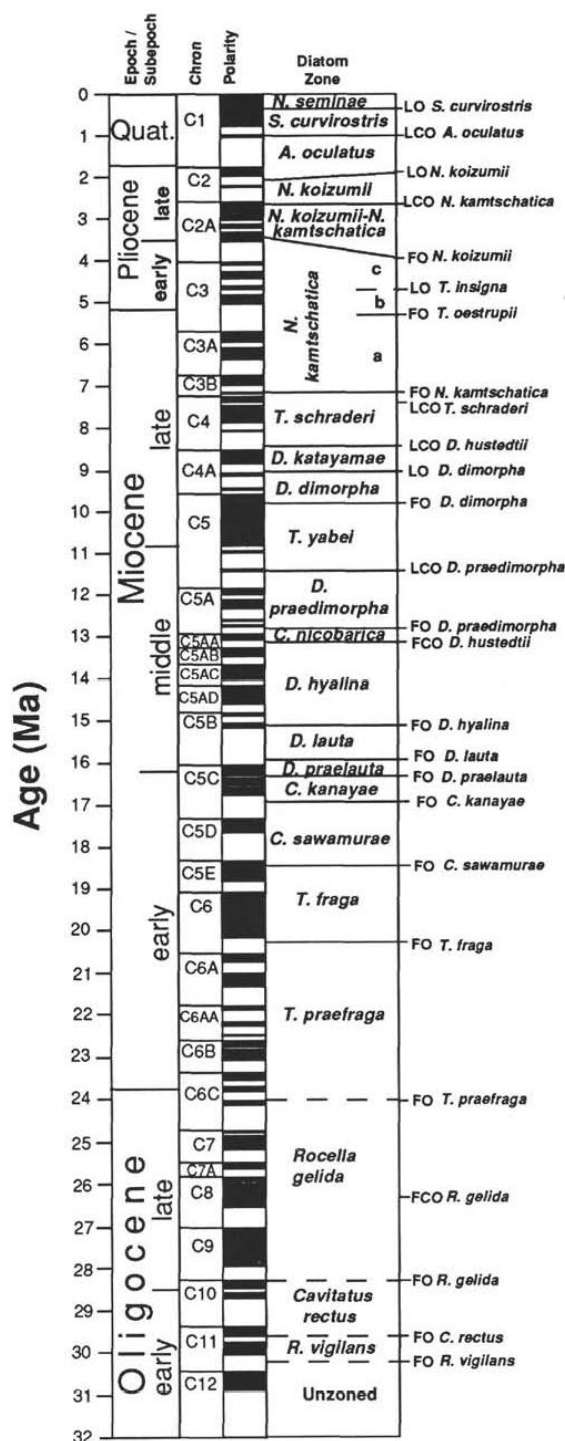


Рис. 4.15. Зональная диатомовая шкала Северной Пацифики для олигоцена – плейстоцена (по [Barron, Gladenkov, 1995]), сопоставленная с палеомагнитной шкалой [Cande, Kent, 1992]. Условные обозначения: LO – последнее появление вида, LCO – последнее частое появление, FO – первое появление, FCO – первое частое появление.

Успехи, достигнутые диатомовой стратиграфией океанических осадков, позволили осуществить глобальные корреляции зональных диатомовых схем [Barron, 1985 б и др.] и решить или принять участие в разработке ряда важных палеогеографических проблем, таких как оледенение Антарктиды (Harwood, 1986), этапы похолоданий в позднем кайнозое и их влияние на изменения палеопродуктивности поверхностных вод океанов [Barron, Baldauf, 1989; Harwood et al., 1989], изменения палеоокеанологических обстановок в кайнозое в зависимости от охлаждения полярных областей Земли [Baldauf, Barron, 1990] и многие другие.

Разработанные по океаническому планктону диатомовые схемы успешно применяются и для расчленения осадков переходных от океанов к континентам зон, например, дальневосточных регионов [Орешкина, 1989 и др.], что имеет большое значение при корреляции палеогеографических событий на материках и океанах. Положительные результаты получены и при анализе с позиций эволюционного развития морских диатомовых флор высоких широт северного полушария при стратиграфическом расчленении позднекайнозойских комплексов диатомей, слагающих приморские равнины Северной Евразии [Полякова, 1997; Polyakova, 2001 и др.], позволившие осуществить межрегиональные корреляции и реконструировать основные этапы развития арктических морей Евразии в позднем кайнозое. В основу этих корреляций был положен анализ систематического состава ископаемых комплексов диатомей, которые с той или иной степенью точности были сопоставлены с подразделениями зональных диатомовых шкал северных областей Тихого и Атлантического океанов.

Филогенетические изменения в составе континентальных диатомовых флор, преимущественно озерных, по сравнению с океаническими для палеогеографических корреляций имеют в значительной степени региональное значение. Наиболее полно к настоящему времени исследована позднекайнозойская озерная флора северо-западных областей Северной Америки, Северной Африки, Западной Сибири, Прибайкалья и Забайкалья, Приморья и Камчатки, Японии, Центральной Европы.

Полученные с помощью СЭМ материалы по морфологии ископаемых и современных диатомей позволили уточнить таксономическую принадлежность многих видов, объем некоторых родов, семейств и порядков, расширить их диагнозы, проследить направления эволюции морфологических признаков и филогенетических связей. Для центрических диатомей (класс *Centrophyceae*) проведена ревизия систематического состава древних и современных видов, выявлены закономерности и основные этапы исторического развития и географического распространения представителей этого класса [Хурсевич, 1990, 1991, 1992 и др.], что существенно расширило возможности использования диатомового анализа в биостратиграфических исследованиях и межрегиональных корреляциях палеогеографических событий.

Эволюция пресноводных диатомей класса *Centrophyceae* в кайнозое сопровождалась как обогащением систематического состава флоры на родовом и видовом уровне, так и вымиранием видов и родов (рис. 4.16). Хурсевич [1991, 1992 и др.] выделено пять этапов эволюционного развития водорослей этого класса, отражающих в целом глобальные геологические и климатические изменения. Наиболее древний этап - эоценовый, характеризовался рас-

пространением в водоемах Северной Америки преимущественно грубопанцирных видов рода *Aulacosira* и лишь в конце позднего эоцена в водоемах Дальнего Востока наряду с древними таксонами *Aulacosira* отмечены первые представители новых родов: *Alveolophora* и *Gleseria*. В олигоцене наиболее благоприятные условия для новообразований существовали в палеоводоемах Азии, где появляются новые роды *Ellerbeckia*, *Melosira*, *Actinocyclus*.

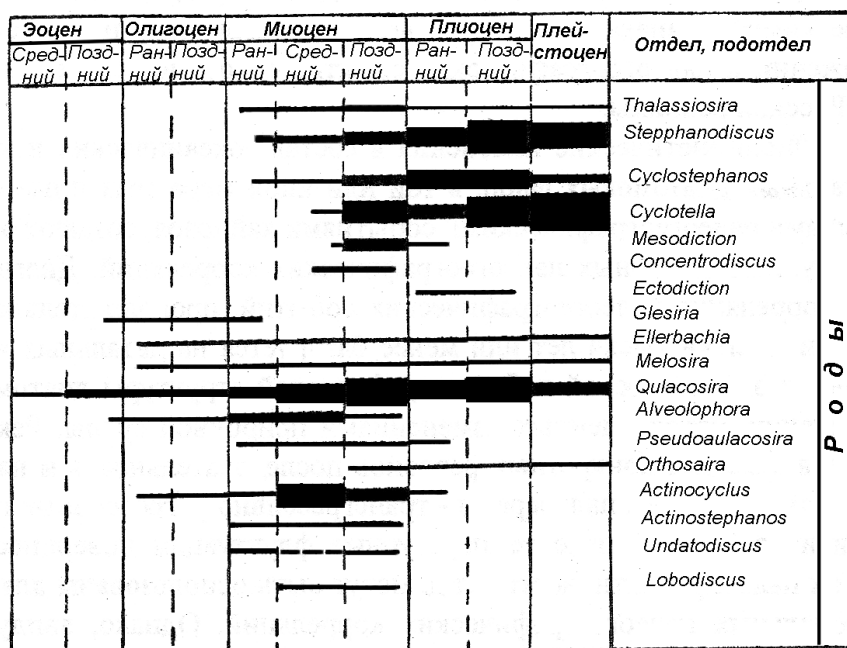


Рис. 4.16. Эволюция пресноводных диатомей класса Centrophyceae в кайнозое [Хурсевич, 1992]

Миоценовый этап отличался наибольшим разнообразием центрических родов (7) в пресноводных водоемах, а также активным видообразованием. Представители родов *Aulacosira*, *Ellerbeckia*, *Melosira* распространились практически по всему Северному полушарию, в то же время другие роды имели ограниченный стратиграфический и региональный диапазон развития. Например, виды рода *Actinostephanos* были типичны для миоцена Восточной Европы, род *Undatodiscus* характерен для раннего миоцена Западной Сибири и позднего миоцена Камчатки, монотипичные роды *Lobodiscus* и *Concentrodiscus* - для среднего-позднего миоцена Тункинской котловины Прибайкалья и Верхнесольбанской впадины Забайкалья и т.д. Появление представителей таких родов как *Thalassiosira*, *Stephanodiscus*, *Cyclostephanos*, *Cyclotella*, распространенных в современных водоемах, фиксируется в палеоводоемах разных частей Северного полушария на различных стратиграфических уровнях.

Рубеж миоцена и плиоцена характеризовался значительными эволюционными изменениями в составе пресноводных центрических диатомей, в первую очередь, вымиранием представителей родов, возникших в миоцене (с 50 до 6% родового состава), при этом существенно возросло значение транзитных родов (от 42 до 68%). В раннем плиоцене в пресноводных озерах Европы вымерли представители родов *Actinocyclus*, *Pseudoaulacosira*,

Mesodiction, доминирующее положение как по таксономическому разнообразию, так и по обилию заняли в Северном полушарии роды *Stephanodiscus*, *Cyclostephanos*, *Cyclotella*. К плейстоцену состав центрических диатомей в озерных водоемах уменьшился до 8 родов, которые продолжают развиваться и в настоящее время. В плейстоцене филогенетические изменения в составе центрических диатомей происходили преимущественно на видовом уровне и проявлялись как в новообразовании, так и вымирании видов и внутривидовых таксонов.

4.2.6. Диагностика палеогеографических событий по диатомеям

Всесторонние исследования морских, океанических и континентальных диатомей позволяют решать широкий круг палеогеографических вопросов, в том числе и связанных с диагностикой палеогеографических событий кайнозоя. Определение характера изучаемых палеогеографических событий, их масштабов, хроностратиграфических и географических границ предполагает выбор наиболее целесообразной методики исследований - анализ филогенетических, экологических, фитогеографических и других изменений в составе ископаемых диатомовых ассоциаций.

В 1980-х годах палеоокеанографы осознали, что возможно экстраполировать соотношение между составом диатомовых ассоциаций в поверхностных осадках с современными параметрами среды и составом ископаемых диатомовых ассоциаций. Эти сопоставления позволяют реконструировать большое число параметров среды, экологически важных для развития диатомей, такие как температура и соленость поверхностных вод, ледовые обстановки и другие, а также палеопродуктивность вод (продуктивность биогенного кремнезема). Первоначально, исследования проводились на основе вариаций в составе ассоциаций видов с известной экологией, но вскоре стало очевидным, что только статистические методы (факторный анализ) могут обеспечить полное понимание распределения диатомовых ассоциаций и, таким образом, осуществлять более точные палеоокеанологические реконструкции [Burckle, 1984]. Большой шаг был сделан в 1990-х годах с появлением метода передаточных функций (transfer functions), которые обеспечивали количественные определения поверхностных параметров вод [Koç-Karpuz, Schrader, 1990; Pichon et al., 1992 и др.] и изменений глубин морских бассейнов [Campeau et al., 1999], которые позволяют создавать или проверять палеоклиматические модели.

В 1990-х годах в связи с быстрым развитием изотопной геохимии стало возможным анализировать соотношения стабильных изотопов легких элементов в диатомеях, чтобы проследить изменения параметров поверхностных вод. Изотопная геохимия впервые была применена к фораминиферам, однако вскоре было установлено, что несколько других дополнительных изотопов могут быть измерены в диатомеях. Две группы изотопов, обнаруженные в диатомеях, подразделяются на: (1) кислородные (O) и кремниевые (Si) изотопы, которые входят в состав кремниевых створок диатомей, и изотопы (2) углерода (C) и азота (N), которые входят в клеточное вещество диатомей. Анализ изотопов углерода и азота обеспечивают получение более точной картины цикла биогенных элементов в поверхностных водах [Crosta, Koç, 2007].

Методики палеореконструкций по диатомеям на актуалистической основе разрабатывались в разных направлениях еще с середины прошлого столетия. Методика восстановления трансгрессивно-регрессивных циклов развития морских и континентальных бассейнов в наиболее полном виде была разработана Жузе [1962, 1969 и др.] в конце 50-х начале 60-х годов на материалах исследований диатомей в поверхностном слое донных осадков северо-западной части Тихого океана, включая Берингово, Охотское и Японское моря. Важным преимуществом данных работ являлось то, что они проводились параллельно с изучением диатомей в планктоне [Семина, Жузе, 1959 и др.] и в водной взвеси, а также всесторонними исследованиями процессов современного осадконакопления в этом регионе.

В морях северной Пацифики А.П. Жузе были впервые выделены диатомовые ассоциации, соответствующие шельфовой зоне с глубинами в основном до 200 м и преимущественно неритической флорой диатомей (70-100% в составе диатомовых ассоциаций), океанической зоне, где виды современного океанического планктона составляют от 70 до 90 и даже 100%, и переходной зоне, занимающей между первыми двумя промежуточное положение. На основе этих данных и изменений соотношений содержания неритических, океанических и сублиторальных диатомей в разрезах донных осадков Берингова и Охотского морей А.П. Жузе были осуществлены первые реконструкции уровня изученных морей в среднем - позднем плейстоцене. Изменение в составе ископаемых диатомовых ассоциаций А.П. Жузе в соответствии с ледниковой концепцией связывала с основными палеогеографическими событиями плейстоцена - сменой ледниковых и межледниковых этапов развития и соответствующих им регрессий и трансгрессий Мирового океана. Эта методика широко используется и в настоящее время.

Аналогичные работы проводятся и при реконструкциях трансгрессивно-регрессивных циклов развития озер. При этом трансгрессивные фазы сопоставляются обычно с периодами увлажнения климата, а регрессивные - его иссушения. Например, как показали исследования Давыдовой [1985 и др.] верхнеплейстоценовых и голоценовых осадков малых и крупных озер северо-западных районов России синхронные колебания увлажненности прослеживаются на всей этой обширной территории, что устанавливается по смене состава диатомовых комплексов в разного типа озерах. Распределение ассоциаций диатомей в болотных отложениях также позволяет реконструировать с большой степенью детальности колебания увлажненности климата в голоцене, как было показано Шиловой [2008] на материалах изучения болот Кольского полуострова.

Исследования распределения диатомей в поверхностных осадках водоемов в каждом конкретном регионе является необходимой составной частью палеореконструкций, т.к. имеющиеся данные свидетельствуют о региональных особенностях формирования диатомовых ассоциаций как в морских, так и континентальных водоемах. К настоящему времени накоплен колоссальный материал их многих районов Земного шара, поэтому остановимся лишь на некоторых примерах палеореконструкций. Так, на основе применения количественного метода впервые выявлены основные абиотические факторы среды, определяющие спектр диатомовых водорослей в водоемах Якутии [Пестрякова, 2009]. Из 34 абиотических параметров, включенных в созданный калибровочный банк данных, наиболее значимыми оказались 12 (рис. 4.17).

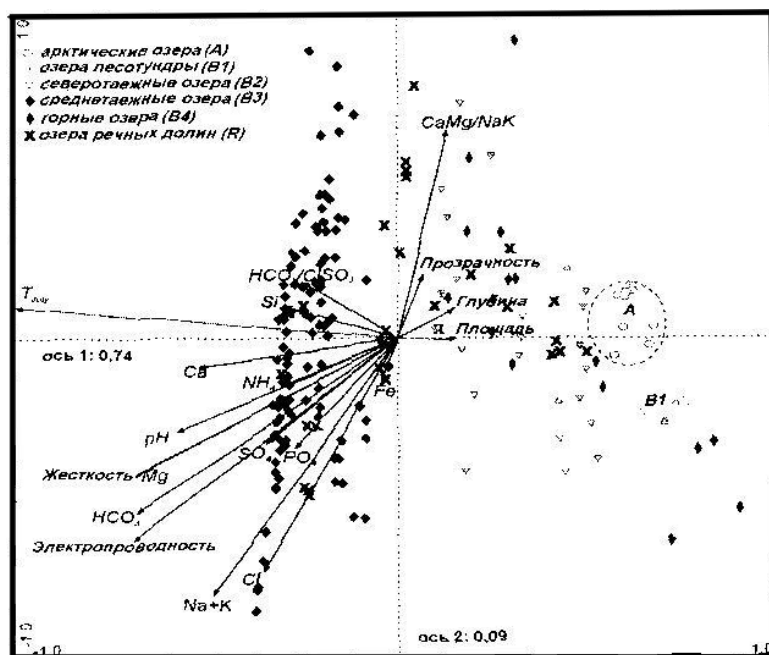


Рис. 4.17. Ординация методом PCA (Principal Components Analysis) для «всего набора озер» Якутии (по [Пестрякова, 2009]).

В целом, Principal Components Analysis (PCA) показал, что самым важным фактором, объединяющим озера в ординационной диаграмме является температура. На рис. 4.17 видно, что озера расположились по мере возрастания температурного фактора (арктические озера, озера лесотундры, северотаежные озера, среднетаежные озера). Применение другого количественного метода - Canonical Correspondence Analysis (CCA) показало сходные результаты (рис. 4.18).

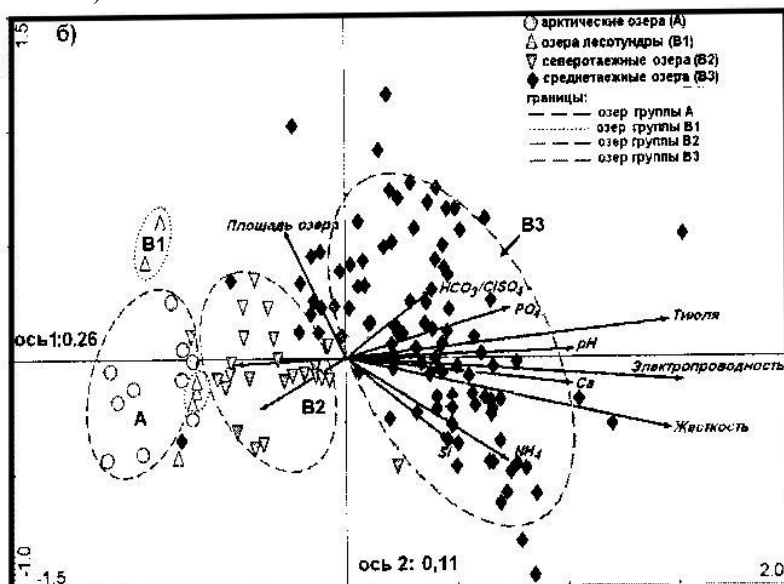


Рис. 4.18. Пример ординации методом CCA (Canonical Correspondence Analysis) для «всего набора озер» Якутии (по [Пестрякова, 2009]).

Проведенная серия ССА идентифицировала в качестве определяющих переменных температуру, отношение гидрокарбонатов к сумме хлора и сульфатов и содержание Ca^{2+} . Эти результаты позволили Пестряковой [2009] также построить регрессионно-калибровочную модель, прогнозирующую электропроводность воды по видовой структуре диатомовой флоры озер, выяснить уровни толерантности отдельных массовых и типичных таксонов к температурному фактору и электропроводности воды. Исследование вертикального распределения и динамики показателей диатомовых комплексов голоценовых отложений изученных колонок озер Якутии позволили выполнить реконструкции этапов развития озер Якутии в голоцене [Пестрякова, 2009].

В числе других наиболее важных направлений диатомового анализа являются реконструкции изменений палеотемператур поверхностных вод морей, океанов, континентальных водоемов, которые, как правило, связывают с глобальными и региональными палеоклиматическими событиями. Как и реконструкции изменений глубин водоемов, они базируются на актуалистической основе, т.е. детальных исследованиях ареалов современных видов, значительная часть которых (стенотермные виды) приурочены в своем распространении к определенным физико-географическим условиям.

Методика количественной оценки палеотемпературных флуктуаций поверхностных вод океана по планктонным диатомеям была разработана в 70-х годах Каная и Койзуми [Kanaya, Koizumi, 1966] на материалах из Северной Пацифики. В дальнейшем эта методика успешно использовалась для реконструкций палеотемператур плиоцена и плейстоцена средних и высоких широт Северной Пацифики [Donahue, 1970; Sancetta, Silvestry, 1984 и др.], тихоокеанского сектора Южного океана, юго-восточного и юго-западного секторов Антарктики [Jouse, Johnson, 1984; и др.] и многих других регионов Мирового океана.

Оценка параметров водной среды по планктонным диатомеям производится также на основе анализа температурного ряда диатомей [Гребенникова, 1989] по методике, разработанной Барашом и Блюм [1974] применительно к фораминиферовому анализу. Преимуществом данной методики является получение абсолютных среднегодовых температур поверхностных вод. На основе изучения современных и ископаемых диатомовых ассоциаций Гребенниковой реконструированы палеотемпературные флуктуации поверхностных вод Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене.

С палеотемпературными реконструкциями по планктонным диатомеям связано и восстановление изменений ледовитости морей и океанов в полярных и субполярных районах. Эти реконструкции базируются на содержании в составе диатомовых ассоциаций донных осадков специфической группы ледово-морских видов, чье развитие происходит при непосредственном контакте с морскими льдами – либо прикрепленными к кристаллам льда, либо в воде, содержащейся между кристаллами. Совместно с фитопланктоном ледово-морские диатомеи являются одним из основных источников первичной продукции в полярных водоемах и активно изучаются с середины прошлого столетия.

Установленные закономерности распределения ледово-морских диатомей в поверхностных осадках успешно используются для реконструкций

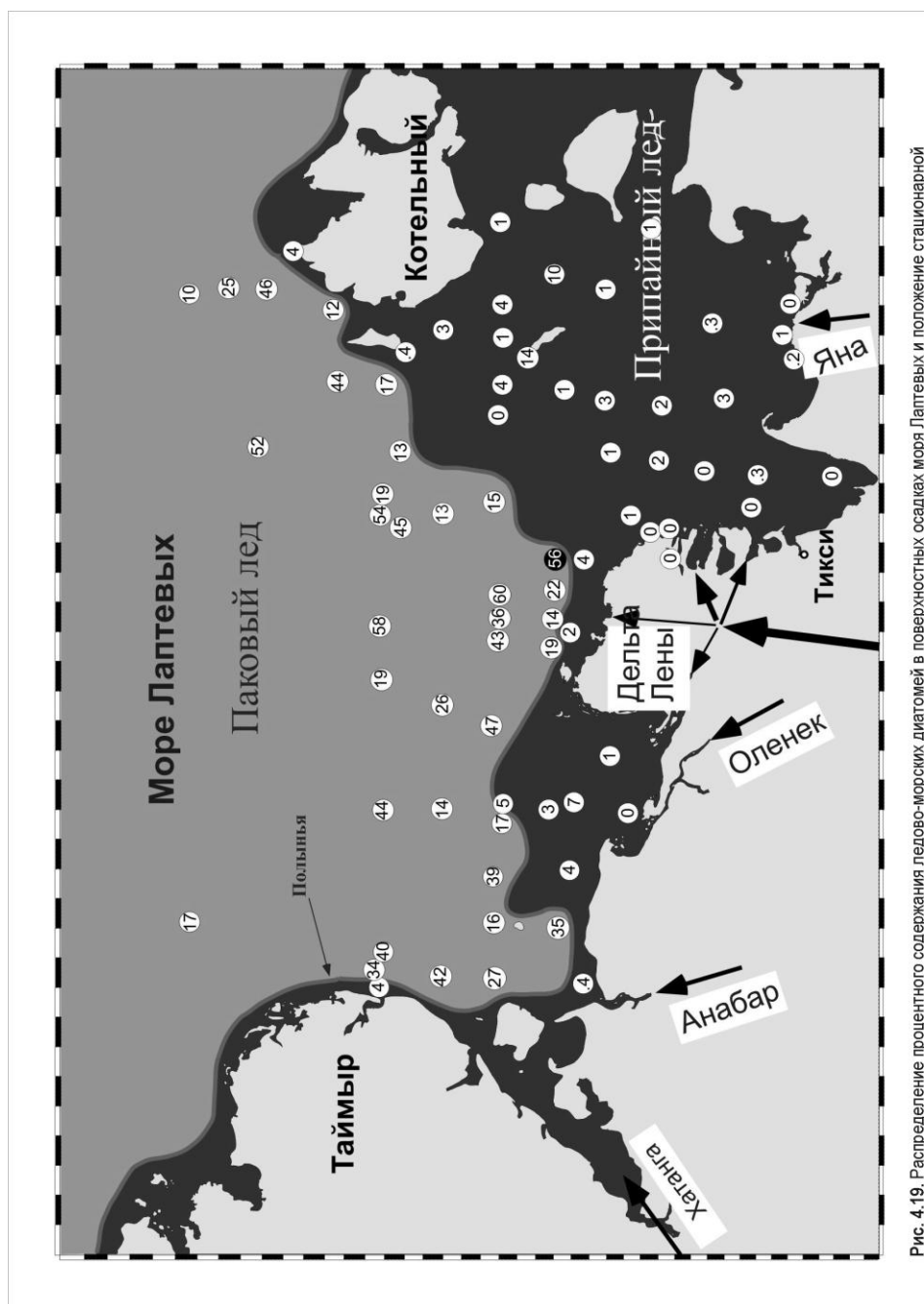
морского ледового покрова в высоких широтах в плейстоцене и голоцене [Sancetta, 1981, 1983 а; Koç-Karpuz, Schrader, 1990; Gersonde, Zielinski, 2000; Gersonde et al., 2005; Полякова, 1997 и др.]. По изменению содержания в осадках ледово-морских диатомей (*Nitzschia grunowii*, *N. cylindrus*, *Chaetoceros septentrionalis* и др.), в арктических и субарктических районах реконструированы миграции Полярных фронтов в плейстоцене и голоцене. Так, например, по данным Сансетты [Sancetta, 1983 а, б; Sancetta, Silvestrii, 1984, 1986], в конце позднего плейстоцена (18-23 тыс.л.н.) в северных областях Тихого океана наблюдается значительное смещение к югу границы плавающих льдов, которые занимали практически всю акваторию Берингова моря, что устанавливается по преобладанию в составе диатомовых ассоциаций криофильных видов диатомей. Начало деградации морского ледового покрова и быстрое смещение его к северу произошло около 8 тыс.л.н. [Sancetta et al., 1985].

Ледовитость арктических морей Евразии в кайнозое, устанавливаемая по ассоциациям ледово-морских видов диатомей, менялась следующим образом: в позднем миоцене появляются сезонные морские льды, в раннем плиоцене ледовитость Арктического бассейна возросла, в эоплейстоцене образовался ледовый покров, близкий современному, который, изменяясь, существовал в плейстоцене и голоцене [Полякова, 1997].

В последние годы установлено, что распределение ледово-морских диатомей в осадках сибирских морей и их участие в составе диатомовых ассоциаций в целом соответствует ледово-гидрологическим условиям, последовательно возрастая к северу. Выявлено, что скачкообразное увеличение процентного содержания ледово-морских диатомей (>10–20%), как в Карском море, так и море Лаптевых приурочено к среднему межгодовому положению Великой Сибирской полыньи ([Polyakova, 2003; Полякова и др. 2009], рис. 4.19).

В Южном океане состав ледово-морских диатомей иной, доминируют *Fragilariopsis curta*, *F. obliquescostata*. Эти виды положены в основу многочисленных реконструкций изменений ледовых условий в приантарктическом районе в позднем кайнозое, в частности, для последнего гляциального максимума (рис. 4.20).

В последние годы все чаще используются количественные оценки содержания диатомей в толще осадков, как показатели палеопродуктивности вод, так как диатомовые водоросли являются одним из основных продуцентов органического вещества в океанах и морях, а также континентальных водоемах. Существуют различные методики реконструкций палеопродуктивности. Например, Abrantes [1988] с использованием кластерного и принципиально-компонентного анализов установила коррелятивные связи между составом диатомовых ассоциаций и физическими и химическими параметрами вод, а также разработала методики оценки скоростей аккумуляции кремнистых микрофоссилий (число микрофоссилий на кв. см в тыс. лет). Для определения степени растворения диатомей подсчитывались индексы фрагментарности и сохранности диатомей. Комплексные исследования численного распределения кремнистых микрофоссилий и $S_{орг}$. Показали, что как диатомеи, так и $S_{орг}$. Отражают одни и те же процессы – поток органического вещества из фотического слоя [Abrantes, 1991].



Основным фактором, определяющим биологическую продуктивность вод, ее величину и распределение в океане, является количество неорганических биогенных элементов (азот, фосфор, железо и др.), поступающих в зону фотосинтеза, которые трансформируются в значительной степени диатомовыми водорослями в так называемую «новую продукцию» [Sarnthein et al., 1987]. «новая продукция» или «экспортируемая продукция» (количество органического вещества, поступившего в осадки) интересна с точки зрения ре-

конструкций палеопродуктивности [Sarnthein et al., 1987, 1992]. Предположение о том, что поток органического вещества из фотического слоя реализуется в осадках, как в количественном содержании диатомей, так и $C_{орг.}$ подтвердилось на основе исследований верхнеплейстоценовых и голоценовых осадков из различных районов Мирового океана.

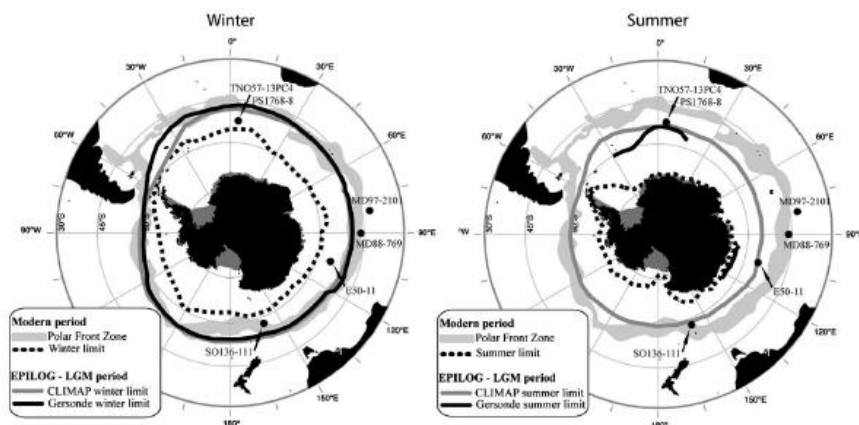


Рис. 4.20. Распространение морских льдов в Южном океане в период последнего гляциального максимума в зимний и летний периоды (по [Gersonde et al., 2005]). Реконструкции осуществлены на основе содержания в осадках ледово-морских диатомей *Fragilariopsis curta*, *F. obliquescostata*.

Вместе с тем, при палеореконструкциях нельзя не учитывать возможность растворения опаловых створок диатомей в процессе опускания на дно и в дальнейшем в осадках в процессе диагенеза, что влияет на оценку палеопродуктивности и состав ископаемых ассоциаций диатомей [Лисицын, 1966; Диатомовые водоросли СССР, 1974 и др.]. Как установлено, поступление кремниевых панцирей диатомей на дно водоемов возможно, главным образом, благодаря жизнедеятельности организмов-фильтраторов зоопланктона (в первую очередь, копепод). Эти организмы фильтруют все взвешенное в воде тонкое рассеянное вещество, как терригенного (принесенного с суши), так и морского (созданного организмами из морской воды) происхождения, в крупные комки-пеллеты. Пеллеты имеют внешнюю защитную оболочку (пелициль) и быстро проходят слои глубинных вод богатых кислородом и бактериями, которые могут привести к растворению пеллет и створок диатомей [Лисицын, 2009]. В изучении процессов аккумуляции диатомей в осадках и их использованию в реконструкциях палеопродуктивности важную роль имеет изучение водной взвеси. Как показали первые исследования в данном направлении [Козлова, Мухина, 1966 и др.] большое количество видов, вегетирующих в планктоне, захороняется в осадках. Исследования взвеси на различных глубинах многих станций позволило установить, что до глубины 3000-4000 м опускается от 15 до 64% видов, вегетирующих в поверхностном слое океана.

По настоящему революционным в изучении вертикальных потоков осадочного вещества в морях и океанах, включая диатомей, явилось исполь-

зование так называемых «седиментационных ловушек» (traps), которые устанавливаются на различных глубинах в водоемах и позволяют проследить годовые, сезонные или более короткие временные изменения интенсивности вертикальных потоков взвеси. В последние два десятилетия данные исследования проводились во многих районах Мирового океана, а также в некоторых крупных континентальных водоемах.

Формирование зон биокремнистых осадков в океанах, как указывалось выше, определяется океанологическими условиями и используется для мониторинга продуктивности поверхностных вод. Хотя многочисленные региональные факторы влияют на накопление диатомей, распределение зон биокремнистых осадков в кайнозой в Мировом океане, главным образом, было связано с наличием высокопродуктивных поверхностных водных масс, которые отражали изменения поверхностной и глубинной циркуляции вод, связанные с прогрессивным охлаждением полярных областей и тектонически обусловленными открытиями и закрытиями океанических проходов.

Ранний кайнозой (66-53 млн л.н.) характеризовался циркум -глобальной циркуляцией поверхностных вод и накоплением биокремнистых осадков в маргинальных внутренних морях [Barron, Baldauf, 1989; Baldauf, Barron, 1990]. Полярное охлаждение и широтное ограничение циркум-Тетиса в раннем-среднем эоцене (52-48 млн л.н.) обусловило интенсификацию океанической циркуляции, апвеллингов и накопление биокремнистых осадков в экваториальных районах и Североатлантическом бассейне. Возрастание глобального охлаждения в раннем олигоцене (36-55 млн л.н.) и среднем миоцене (15-15 млн л.н.) привело к увеличению температурных контрастов между высокими и низкими широтами, усиливших океаническую циркуляцию, что привело к расширению зон биокремнистого осадконакопления в высоких широтах. Следствием продолжавшегося глобального охлаждения в плиоцене (2,5-2,4 млн л.н.) явилось возрастание термальных градиентов, обусловившее окончательное разделение поверхностных и глубоководных водных масс, результатом которого явилось формирование зон апвеллингов, существующих и в настоящее время.

Образование диатомовых осадков в озерах – широко распространенное явление. Диатомовые илы накапливаются в современных озерах и сходный процесс был характерен для многих ископаемых озер, начиная с олигоцена – миоцена (рис. 4.21, [Диатомовые водоросли СССР, 1974 и др.]).

Как было недавно установлено, экстремально высокие скорости аккумуляции диатомей наблюдаются также и на шельфах в зоне смещения морских и речных вод [Polyakova, 2003; Полякова и др., 2009]. Эта зона, «маргинальный фильтр» [Лисицын, 1994, 2001] характеризуется лавинообразной седиментацией осаждения речного органического материала благодаря процессам коагуляции и флокуляции, которые происходят в узком диапазоне изменений солености вод (5-8‰).

При исследовании диатомовых ассоциаций в поверхностных осадках Обского и Енисейского эстуариев, а также прилегающей части Карского моря установлено, что экстремально высокие концентрации диатомей, преимущественно речных планктонных видов (>80%) в осадках приурочены к внешним областям эстуариев, где летняя соленость поверхностных вод не превышает 5-8‰ (рис. 4.22).

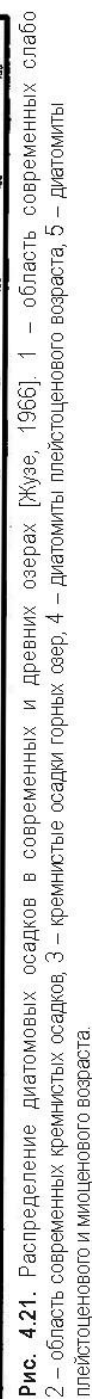


Рис. 4.21. Распределение диатомовых осадков в современных и древних озерах [Жузе, 1966]. 1 – область современных слабо 2 – область современных кремнистых осадков, 3 – кремнистые осадки горных озер, 4 – диатомиты плейстоценового возраста, 5 – диатомиты плейстоценового и миоценового возраста.

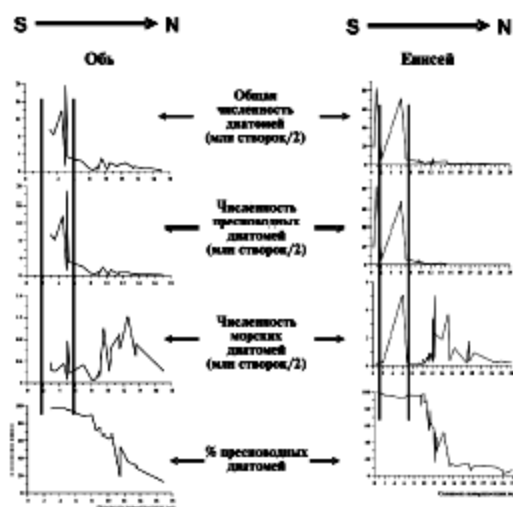


Рис. 4.22. Распределение общих концентраций диатомей в осадках, численности створок пресноводных и морских диатомей, а также процентного содержания пресноводных видов в зависимости от распределения летней солёности поверхностных вод по разрезам «Обь» и «Енисей» в Карском море.

Лавинообразные скорости аккумуляции диатомей выявлены и в постледниковых осадках на шельфе морей Карское и Лаптевых (рис. 4.23; [Polyakova, Stein, 2004]).

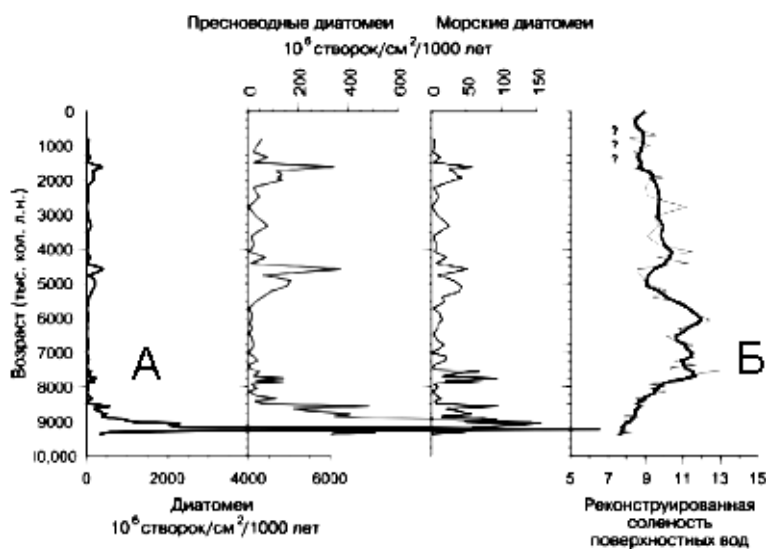


Рис. 4.23. Корреляция между процентным содержанием пресноводных диатомей в ассоциациях поверхностных осадков Карского моря, Обского и Енисейского заливов и летней солёностью поверхностных вод (А), а также для значений солёности поверхностных вод от 5 до 20 (Б).

4.2.7. Ограничения метода

Несмотря на широкие возможности диатомового анализа для решения стратиграфических и палеогеографических проблем, использование его для целей диагностики и корреляции палеогеографических событий имеет ряд ограничений, которые связаны как с эволюционными, так и экологическими особенностями развития диатомовых флор. Например, применение океанических зональных диатомовых схем для обоснования возраста ископаемых флор и вмещающих их отложений требует осторожного подхода к возрастной оценке датировочных уровней индекс-видов диатомей и коррекции их с помощью палеомагнитных, радиологических и других методов абсолютной геохронологии, чтобы избежать ошибок, связанных с возможной разновременностью стратиграфического появления и исчезновения видов в различных районах и на разных широтах. Диахронность датировочных уровней отражает естественный процесс развития видов - их возникновения, расширения ареалов, миграции в зависимости от изменений физико-географических условий, сокращения ареалов и эволюционного исчезновения. Примеров этим процессам в настоящее время имеется достаточно много.

Так, отличающийся полиморфизмом, широко распространенный в верхнекайнозойских отложениях вид *Actinocyclus ingens* впервые появляется в Северной Пацифике 17,9 млн л.н., а в ее экваториальных районах - 15,5 млн л.н. [Barron, 1985 а, б]. Обильный в осадках среднего и позднего миоцена, он практически исчезает в Северной Пацифике в конце миоцена - раннем плиоцене [Koizumi, 1985; Akiba, Yanagisawa, 1986], в экваториальных районах в конце среднего миоцена (11,5 млн л.н., [Barron, 1985 а, б]), а в Субантарктике верхний предел его стратиграфического распространения маркирует границу плейстоценовых зональных подразделений и устанавливается на уровне 0,62 млн л.н. [Harwood, Maruyama, 1992 и др.].

По данным Баррона [Barron, 1980, 1985 а, б] в средних и высоких широтах северо-западной Пацифики диахронной, вероятно, является нижняя граница плиоценовой зоны *Neodenticula koizumi* - *N. kamtschatica* (соответственно 3,26-5,6 и 4,1-4,3 млн л.н.), имея тенденцию к повышению с севера на юг ввиду неодновременности появления зонального индекс-вида *Neodenticula koizumi* в этих районах. Интересно распространение видов группы *Neodenticula seminae* + *N. seminae f. fossilis*, которые в северных областях Тихого океана появляются в середине плиоцена, чуть ниже первой геомагнитной инверсии эпохи Гаусс, и доминируют (до 25%) в плейстоценовых и современных осадках в пределах субарктического круговорота [Sancetta, 1981]. В Норвежско-Гренландском бассейне [Schrader, Fenner, 1976] они появляются 2,2 млн л.н., а в средних широтах Северной Атлантики несколько позднее - около 2 млн л.н. и практически исчезают из осадков в интервале 0,51-0,71 млн л.н.

В то же время диахронность датировочных уровней индекс-видов диатомей не является правилом. Поражает, например, чрезвычайно быстрое расселение около 5,1 млн л.н. в бореальной, экваториально-тропической и нотальной областях Мирового океана такого широко распространенного вида, как *Thalassiosira oestrupii*, обильного и в современном планктоне этих районов. По данным Баррона [Barron, 1985 а, б] 20 индекс-видов, распространенных как в бореальной, так и экваториально-тропической областях Северной Пацифики, из 160 индекс-видов, проанализированных им, имеют в большинстве своем близкие датировочные уровни первого или последнего появления в осадках: у 9 видов (*Crucidenticula nicobarica*, *Thalassiosira grunowii* и др.) совпадают уровни стратиграфического появления или исчезновения, у 8 видов (*Hemidiscus cuneiformis*, *Nitzschia fossilis* и др.) они различаются не бо-

лее чем на 0,1-0,3 млн лет, и только 4 датировочных уровня, преимущественно последнего появления в осадках различаются на 0,5 и более млн лет. Эти данные подтверждают возможность дальних корреляций и сопоставлений с зональными диатомовыми шкалами при всестороннем и тщательном анализе имеющихся материалов.

Изучение экологических особенностей развития диатомей позволяет использовать их для реконструкций абиотических факторов среды, таких как температуры и соленость вод, содержание биогенных элементов в фотическом слое, изменения уровней палеобассейнов, которые в той или иной степени связаны с региональными и глобальными палеогеографическими событиями. Таким образом, являясь преимущественно водными организмами, диатомеи используются для восстановления главным образом палеогидрологических и палеогидробиологических режимов водоемов, т.е. возможности диатомового анализа при диагностике и корреляции палеогеографических событий ограничены водными экосистемами. В связи с этим наибольшие сложности возникают при корреляции отложений и палеогеографических событий на континентах и в морях и океанах, т.к. одни и те же климатические события по-разному или одновременно проявляются в водоемах и на прилегающей суше, что было показано выше.

ЛИТЕРАТУРА

- Баринова С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В. Биоразнообразие водорослей-индикаторов окружающей среды. 2006.
- Беклемишев К.В., Парин П.В., Семина Г.И. Биогеография океана. Пелагиаль. Биологическая структура океана. М.: Наука. 1977. С. 219-261.
- Беклемишев К.В., Семина Г.И. География планктонных диатомей высоких и умеренных широт Мирового океана // Тр. Всес. гидробиол. об-ва. т.27. 1986. с. 23-27.
- Головнина (Новичкова) Е.А., Полякова Е.И. Ассоциации цист динофлагеллат в поверхностных осадках Белого моря (Западная Арктика) // ДАН. 2005. Т. 400. № 3. С. 382-387.
- Гриббин Д., Лэм Г. Изменения климата. Л.: Гидрометеиздат. 1980. С. 102-122.
- Гребенникова Т.А. Палеогеография позднечетвертичных обстановок осадконакопления в Японском море (по данным изучения диатомовых водорослей). АКД. Новосибирск, 1989. 17 с.
- Давыдова Н.Н. Диатомовые водоросли - индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л.: Наука. 1985. 243 с.
- Диатомовые водоросли СССР, 1974
- Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд. АН СССР. 1962. 29 с.
- Жузе А.П. Диатомеи в осадках плейстоценового и позднеплиоценового возраста boreальной области Тихого океана // Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука. 1969. С. 27.
- Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. С-Пб.: Гидрометеиздат. 1996. 213 с.
- Казарина Г.Х. Диатомеи в верхнемиоценовых-плейстоценовых осадках Индийского океана. // Морская микропалеонтология. М.: Наука. 1978. С. 5-18.
- Казарина Г.Х., Мухина В.В. Стратиграфическое расчленение четвертичных осадков океана по диатомеям. // Неоген-четвертичная палеоокеанология по микропалеонтологическим данным. М.: Наука. 1989. С. 83-85.
- Клювиткина Т.С. Палеогеография моря Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене по материалам изучения ископаемых микроводорослей. Дисс. канд. географ. наук. Москва. 2007. 177 с.
- Клювиткина Т.С., Баух Х.А. Изменения палеогидрологических условий в море Лаптевых в голоцене по материалам исследования водных палиноморф // Океанология, 2006. Т. 46. № 6. с. 911-921.

Клювиткина Т.С., Новичкова Е.А., Полякова Е.И., Маттиессен Й. Водные палиноморфы в осадках арктических морей Евразии и их значение для палеоокеанологических реконструкций позднего плейстоцена и голоцена (на примере морей Белого и Лаптевых) / «Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: Современное состояние и история развития» / Отв. ред.: Х. Кассенс, А.П. Лисицын, Й. Тиде, Е.И. Полякова, Л.А. Тимохов, И.Е. Фролов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. 608 с. С. 448–466.

Козлова О.Г., Мухина В.В. Диатомовые и силикофлягелляты во взвеси и в донных осадках Тихого океана // Геохимия кремнезема. М.: Наука. 1966. С.192-218.

Лисицын А.П. Геохимия кремнезема. М.: Наука. 1966. 191 с.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука. 1974. 438 с.

Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.

Лисицын А.П. Биофильтры Северного Ледовитого океана и осадочный процесс // В кн.: Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития (под ред. Х. Кассенс, А.П. Лисицын, Й. Тиде, Е.И. Полякова, Л.А. Тимохов, И.Е. Фролов). М.: Изд-во Моск. ун-та. 2009. С.71-121.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А. Взвешенный аморфный кремнезем в водах Тихого океана // Океанографические исследования. 18. 1968. С. 5-41.

Лосева Э.И. Прекрасные невидимки. Екатеринбург: УрО РАН. 2002. 146 с.

Николаев В.А. К построению системы центрических диатомовых водорослей (Bacillariophyta) // Ботанический журнал. Т. 69. N 11. 1984. С. 1468-1474.

Новичкова Е.А. Постледниковая история развития Белого моря по материалам изучения водных и наземных палиноморф: Дисс. канд. геол-мин. наук. Москва. 2008. 262 с.

Околюков Ю.Б. Динофлагелляты (Dinophyceae) морей Евразийской Арктики: Дисс. докт. биол. наук. С-Пб., 2000. 363 с.

Орешкина Т.В. Диатомовые водоросли неогена умеренных и субарктических районов Тихого океана: стратиграфия и палеоокеанология // Вопросы микропалеонтологии. в. 30. 1989. с. 90-100.

Пестрякова Л.А. Закономерности развития озер Якутии и их современное состояние (по материалам диатомового анализа донных отложений). АДД. 2007. С.-Петербург. 40 с.

Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир. 1997. 146 с.

Полякова Е.И., Кассенс Х., Штайн Р., Баух Х. Диатомеи сибирских морей Арктики как индикаторы постгляциальный изменений речного стока, ледово-гидрологического режима и седиментационных обстановок на шельфе // В кн.: Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития (под ред. Х. Кассенс, А.П. Лисицын, Й. Тиде, Е.И. Полякова, Л.А. Тимохов, И.Е. Фролов). М.: Изд-во Моск. ун-та. 2009. С.71-121.

Прошкина-Лавренко А.И. Диатомовые водоросли - показатели солености воды // Диатомовый сборник. Л.: Изд. ЛГУ. 1953.

Семина Г.И., Жузе А.П. Диатомовые в биоценозах и танатоценозах западной части Берингова моря // Тр. ИО АН СССР. 30. 1959. С. 52-67.

Скабичевский А.П. Вселение диатомовых водорослей в пресные воды // Бюлл. МОИП. Т. 86. N 1. 1981. С. 115-125.

Стрельникова Н.И. Диатомеи позднего мела. Л.: Наука. 1974. 200 с.

Стрельникова Н.И. Палеогеновые диатомовые водоросли. С.-П.: Изд. С.-П. ун-та. 1992. 311 с.

Хурсевич Г.К. Роль диатомей в биостратиграфии плейстоценовых отложений // Четв. стратигр. и события Евразии и Тихоок. региона. Ч. II. Якутск. 1990. С. 68-70.

Хурсевич Г.К. Основные этапы развития пресноводных центрических диатомей в кайнозое. // ДАН БССР. Т. 35. N 5. 1991. С. 453-466.

Хурсевич Г.К. Диатомовые водоросли класса Centrophyceae пресноводных кайнозойских водоемов Северного полушария (морфология, систематика, эволюция, филогения, распространение). АДД. Киев. 1992. 47 с.

Шилова О.С. Голоценовые диатомеи болот Кольского полуострова и северо-восточной Карелии и их значение для палеогеографических исследований. АКД. Мо-

сква: МГУ. 2008. 24 с.

Abrantes F. Diatom assemblages as upwelling indicators in surface sediments of Portugal // *Marine Geology*. 1888. Vol. 85. p.15-39.

Abrantes F. Variability of upwelling of NW Africa during the latest Quaternary: diatom evidence // *Paleoceanography*. 1991. 6(4). P.431-460.

Akiba F. Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific // *Init. Repts. DSDP*. vol. 87.1986. pp. 393-481.

Akiba F., Yanagisawa Y. Taxonomy, morphology and phylogeny of Neogene diatom zonal marker species in the middle-to high latitudes of the North Pacific // *Init. Repts. DSDP*. vol. 87. 1986. pp. 483-554.

Baldauf J.G. Cenozoic diatom biostratigraphy and paleoceanography of the Rockall Plateau Region, North Atlantic // *Repts. DSDP*. v. 81. 1984. pp. 439-478.

Baldauf J.G. Diatom biostratigraphy of the middle-to-high latitudes North Atlantic Ocean // *Init. Repts. DSDP*. v.94. 1986. pp. 729-761.

Baldauf J.G., Barron J.A. Evolution of biosiliceous sedimentation patterns - Eocene through Quaternary paleoceanographic response to Polar cooling // Bleil U., Thiede J., eds. *Geological history of the Polar Ocean: Arctic versus Antarctic*. 1990. pp. 575-607.

Baldauf L.G., Barron J.A. Diatom biostratigraphy: Kerguelen Plateau and Prydz Bay regions of the Southern Ocean // Barron J., Larsen B. et al., *Proc. ODP Sci. Results*. 119: College Station TX (ODP). 1991. pp. 547-598.

Barron J.A. Upper Pliocene and Quaternary diatom biostratigraphy of Deep Sea Drilling Project, Leg 54, tropical eastern Pacific // *Init. Repts. DSDP*. v. 45. 1980. pp. 455-485.

Barron J.A. Late Cenozoic diatom biostratigraphy and paleoceanography of the middle latitude eastern North Pacific // *Init. Repts. DSDP*. v. 63. 1981. pp. 507-538.

Barron J.A. Late Eocene to Holocene diatom biostratigraphy of the equatorial Pacific, DSDP Leg. 85 // *Init. Repts. DSDP*. v. 85. 1985 a. pp. 413-456.

Barron J.A. Miocene to Holocene diatom stratigraphy // Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K., eds. *Plankton Stratigraphy*. 1985 6. pp. 763-809.

Barron J.A., Baldauf J.G. Tertiary cooling steps and paleoproductivity as reflected by diatoms and biosiliceous sediments // Berger W.H., Smetace V.S., Wefer G., eds. *Productivity of the Ocean: present and past*. 1989. pp. 341-354.

Barron J.A., Gladenkov A.Y. Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F. (Eds.) *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1995. Vol. 145. p.3-19.

Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // *Global Planetary Change*. 2001. № 31. P. 125-139.

Bauch H.A., Polyakova Ye.I. Diatom-inferred salinity records from the Arctic Siberian margin: implications for fluvial runoff patterns during the Holocene // *Paleoceanography*. 2003. № 18 (2). P. 501-510.

Belt, S.T., Masse, G., Rowland, S.J., Poulin, M., Michel, C., LeBlanc, B., 2007. A novel chemical fossil of paleo sea ice: IP₂₅. // *Organic Geochemistry*, 38 (1), 16-27.

Bujak J.P. Cenozoic dinoflagellate cysts and acritarchs from the Bering Sea and northern North Pacific, DSDP Leg 19 // *Micropaleontology*. 1984. Vol. 30. № 2. P. 180-212, pls. 1-4.

Burckle L.H. Late Cenozoic planktonic diatom zones from the eastern equatorial Pacific // *Nova Hedv.*, Neih. 39. 1972. pp. 217-250.

Burckle L.H. Diatom distribution and paleoceanographic reconstructions in the Southern Ocean – present and Last Glacial Maximum // *Marine Micropaleontology*. 1984. Vol.9, 241-246.

Burckle L.H., Opdyke H.D. Late Neogene diatom correlations in the circum Pacific // *Proc. First Internat. Congr. Pacific Neogene Strat.* Tokyo. 1976. Kaiyo Shuppan Co. Ltd. Tokyo. 1977. pp. 255-284.

Campeau S., Pientz R., Hequette A. Diatoms from the Beaufort Sea coast, southern Arctic Ocean (Canada). Modern analogues for reconstructing Late Quaternary environments and relative sea levels. H.Lange-Bertalot, P.Kociolek (eds) // *Bibliotheca*

Diatomologica. 1999. Band 42. 192 p.

Crosta X., Koç N. Diatoms: from micropaleontology to isotope geochemistry. In: Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography. Hillaire-Marcel C., De Vernal A. (eds). Developments in Marine Geology. Vol. 1. Netherlands: ELSEVIER. 2007. P. 327-369.

Dale B. Cyst formation, sedimentation, and preservation: factors affecting dinoflagellate assemblages in recent sediments from Trondheimsfjord, Norway // Review of Palaeobotany and Palynology. 1975. Vol. 22. P. 39-60.

Dale B. Dinoflagellate cyst ecology: Modelling and geological application. In: Janssonius J., McGregor D.C. (eds.): Principals and applications. New directions, other applications and floral history. 1996. American Association of Stratigraphic Palynologists 3. P. 1149-1275.

Dale B. Dinoflagellate resting cysts: "benthic plankton". In: Fryxell G.A. (Eds.), Survival Strategies of the Algae. Cambridge University Press, Cambridge. 1983. P. 69-136.

Dale B. Marine dinoflagellate cysts as indicators of eutrophication and industrial pollution: a discussion // The Science of the Total Environment. 2001. V. 264. P. 235-240.

Dale B. New observations on *Peridinium faeroense* Paulsen (1905) and classification of small orthoperidinioid dinoflagellates // Br. Phycol. J. 1977. Vol. 12. P. 241-253.

Dale B., Fjellsa A. Dinoflagellate cysts as paleoproductivity indicators: state of the art, potential, and limits // Zahn R., Pedersen T.F., Kaminski M.A., Labeyrie L., eds., Carbon cycling in the glacial ocean: Constraints on the ocean's role in global change. Berlin (Springer). 1994. P. 521-537.

De Vernal A., Eynaud F., Henry M., Hillaire-Marcel C., Londeix L., Mangin S., Matthiessen J., Marret F., Radi T., Rochon A., Solignac S., Turon J.-L. Reconstruction of sea-surface conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst assemblages // Quaternary Science Reviews. 2005. Vol. 24. P. 897-924.

De Vernal A., Henry M., Matthiessen J., Mudie P. J., Rochon A., Boessenkool K. P., Eynaud F., Grøsfjeld K., Guiot J., Hamel D., Harland R. Head M. J., Kunz-Pirrung M., Levac E., Loucheur V., Peyron O., Pospelova V., Radi T., Turon J.-L., Voronina E. Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the new 'n= 677' data base and its application for quantitative palaeoceanographic reconstruction // Journal of Quaternary Science. 2001. Vol. 16 (7). P. 681-698.

De Vernal A., Marret F. Organic-walled dinoflagellate cysts: tracers of sea-surface conditions. In: Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography. Ed. by Hillaire-Marcel C., De Vernal A. ELSEVIER. 2007. P.371-408.

De Vernal A., Turon J.-L., Guiot J. Dinoflagellate cyst distribution in high latitude environments and quantitative reconstruction of sea-surface temperature, salinity and seasonality // Canadian Journal of Earth Sciences. 1994. Vol. 31. P. 48-62.

Devillers R., de Vernal A. Distribution of dinoflagellate cysts in surface sediments of the northern North Atlantic in relation to nutrient content and productivity in surface waters. Marine Geology. 2000. № 166. P. 103-124.

Dmitrenko I., Golovin P., Gribanov V., Kassens H. Oceanographic causes for transarctic ice transport of river discharge // Land-Ocean System in the Siberian Arctic: Dynamics and History, Kassens H., Bauch H.A., Dmitrenko I., Eicken H., Hubberten H.W., Melles M., Thiede J., Timokhov L. (eds). Springer-Verlag: Berlin. 1999. P. 73-92.

Dodge J.D., Harland R. The distribution of planktonic dinoflagellates and their cysts in the eastern and northeastern Atlantic Ocean // New Phytologist 1991. Vol. 118. P. 593.

Donahue J.G. Pleistocene diatoms as climatic indicators in North Pacific sediments// Mem. Geol. Soc. Amer. 126. 1970. pp. 121-138.

Ellegaard M., Lewis J., Harding I. Cyst-theca relationship, life cycle and effects of temperature and salinity on the cyst morphology of *Gonulax Baltica* sp. nov. (dinophyceae) from the Baltic Sea area // Journal of Phycology. 2002. Vol. 38. P. 775-789.

Evitt W.R. Sporopollenin dinoflagellate cysts: their morphology and interpretation // American Association of Stratigraphic Palynologists. 1985. Dallas.333 p.

Fensome R.A. Taylor F.J.R., Norris G., Sarjeant W.A.S., Wharton D.I., Williams G.L. A classification of living and fossil dinoflagellates // Micropaleontology. Special publication. 1993. Vol. 7. P. 1-351

Gersonde R., Burckle L.H. Neogene diatom biostratigraphy of ODP, Leg 113, Wed-

dell Sea (Antarctic Ocean) // Proc. ODP, Sci. Res. 113. College Station, TX (ODP). 1990. pp. 761-789.

Gersonde R., Crosta X., Abelmann A., Armand L.K. Sea surface temperature and sea-ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG last glacial maximum – A circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records // Quaternary Science Reviews. 2005. Vol. 24. P. 869-896.

Gersonde R., Zelinski U. The reconstruction of the late quaternary Antarctic sea-ice distribution – the use of diatoms as a proxy for sea-ice // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2000. Vol. 162. P. 263-286.

Gladenkov A.Y., Barron J. Oligocene and Middle Miocene diatom biostratigraphy of Hole 884B // Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F. (Eds.) Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1995. Vol. 145. p. 21-41.

Gordeev V.V. River input of water, sediment, major ions, nutrients and trace metals from Russian territory to the Arctic Ocean. In: Lewis, E. L., Jones, E. P., Lemke, P., Prowse, T. D. & Wadhams, P. (eds.) The Freshwater Budget of the Arctic Ocean. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht. 2000. 297–322.

Guiot J., Goeury C. PPP-base, a software for statistical analysis of paleoecological data // Dendrochronologia. 1996. Vol. 14. P. 295–300.

Hallegraeff G.M. Harmful algal blooms: a global overview // Hallegraeff, G.M.; Anderson, D.M. & Cemballa, A.D. eds. Manual on harmful marine microalgae. 2003. Paris (UNESCO Publishing). P. 25–49.

Harwood D.M. Diatom biostratigraphy and paleoecology with a Cenozoic ice history of Antarctic ice sheets. PhD dissert. Ohio State Univ. Columbus. 1986.

Harwood D.M., Maruyama T. Middle Eocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Southern Ocean sediments from Kerguelen Plateau, Leg 120 // Proc. of ODP, Sci. Res. v. 120. 1992. pp. 683-733.

Harwood D.M., Scherer R.P., Webb P.-N. Multiple marine productivity events in West Antarctica as recorded in Upper Miocene sediments beneath the Rosa Sheet (Site J-G) // Mar. Micropaleont. 15. 1989. pp. 91-115.

Head M.J., Wrenn J.H. A forum on Neogene and quaternary dinoflagellate cysts. In: Head M.J., Wrenn J.H. (eds.) Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Dallas. 1992. P. 1–31.

Jacobson D.M., Anderson D.M. Thecate heterotrophic dinoflagellates: feeding behavior and mechanisms // Journal of Phycology. 1986. Vol. 22. P. 249–258.

Jankovska V., Komarek J. Indicative value of *Pediastrum* and other coccal green algae in paleoecology // Folia Geobotanica. 2000. № 35. P. 59–82.

Jones G.A., Johnson D.A. Displaces antarctic diatoms in Vema Channel sediments. Late Pleistocene-Holocene fluctuations in AABW flow // Mar. Geol. 26. N 1. 1984. pp. 165-186.

Jouse A.P. Diatom biostratigraphy on the genetic level // Micropaleont. v. 24. N 3. 1978. pp. 316-326.

Kanaya T., Koizumi I. Interpretation of diatom thanatocoenoses from the North Pacific applies to study of core V 20-130 // Sci. Rep. Tohoku Univ. 2-nd ser. v. 37. 1966. pp. 89-130.

Koç N., Flower B. High-resolution Pleistocene diatom biostratigraphy and paleoceanography of Site 919 from the Irminger Basin. In: A.D.Saunders, H.C.Larsen, S.W.J.Wise (Eds) // Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results, College Station, TX. 1998. Vol. 152. P. 209-219.

Koç N., Hodell D.A., Kleiven H., Labeyrie L. High-resolution Pleistocene diatom biostratigraphy of Site 983 and correlations to isotope stratigraphy. In: E.Jansen, M.Raymo, P.Blum (Eds) // Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results, College Station, TX. 1999. Vol. 162. P. 51-62.

Koç Karpuz N., Schrader H. Surface sediment diatom distribution and Holocene paleotemperature variations in the Greenland, Iceland and Norwegian Seas // Paleoceanography. 1990. 5 (4). P. 557-580.

Koizumi I. Diatom biochronology for the Late Cenozoic Northwest Pacific // J. Geol. Soc. Japan. v. 91. N 3. 1985. pp. 195-211.

Koizumi I., Tanimura Y. Neogene diatom biostratigraphy of the middle latitude western North Pacific // Init. Repts. DSDP. v. 86. 1985. pp. 269-300.

- Kolbe R.W. Grundlinien einer akkgemeinen Okologic der Biologic. 8. 1932.
- Kunz-Pirrung M. Distribution of aquatic palynomorphs in surface sediments from the Laptev Sea, eastern Arctic Ocean // Land–Ocean System in the Siberian Arctic: Dynamics and History, Kassens H, Bauch HA, Dmitrenko I, Eicken H, Hubberten HW, Melles M, Thiede J, Timokhov L (eds). Springer-Verlag: Berlin. 1999. P. 561–575.
- Levandowsky M., Kaneta P. Behaviour in dinoflagellates // Taylor F.J.R. The biology of dinoflagellates. Botanical monographs. Vol. 21. 1987. P. 360–397.
- Lewis J., Dodge J.D. The cyst-theca relationship of *Protoperidinium americanum* (Gran, Braarud) Balech // Journal of micropaleontology. 1987. № 6(2). P. 113–121.
- Lewis J., Dodge J.D., Powell A.J. Quaternary dinoflagellate cysts from the upwelling system offshore Peru, Hole 686B, ODP Leg 112 // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. 1990. Vol. 112. P. 323–327.
- Marret F., de Vernal A. Dinoflagellate cysts distribution in surface sediments of the southern Indian Ocean // Marine Micropaleontology. 1997. Vol. 29. P. 367–392.
- Marret F., Zonneveld K.A.F. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution // Review of Palaeobotany and Palynology. 2003. Vol. 125. P. 1–200. <http://www.pangaea.de/Projects/Dino-Atlas/>.
- Matthiessen J., de Vernal A., Head M., Okolodkov Yu., Zonneveld K., Harland R. Modern organic-walled dinoflagellate cysts in Arctic marine environments and their (paleo) environmental significance // Palaeontologische Zeitschrift. 2005. Vol. 79/1. P. 3–51.
- Matthiessen J., Kunz-Pirrung M., Mudie P.J. Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // International Journal of Earth Sciences. 2000. № 89. P. 470–485.
- McQuoid M.R., Godhe A., Nordberg K. Variability of phytoplankton resting stages in the sediments of a coastal Swedish fjord // European Journal of Phycology. 37(1). 2002. P. 191–201.
- Montresor M., Zingone A., Sarno D. Dinoflagellate cyst production at a coastal Mediterranean site // Journal of Plankton Research. 1998. Vol. 20. P. 2291–2312.
- Mudie P.J. Circum Arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis. In: Head M.J., Wrenn J.H. (eds.) Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Dallas. 1992. P. 347–390.
- Mudie P.J., Rochon A. Distribution of dinoflagellate cysts in the Canadian Arctic marine region // Journal of Quaternary Science. 2001. Vol. 16(7). P. 603–620.
- Nehring S. Spatial distribution of dinoflagellate resting cysts in recent sediments of Kiel Bight, Germany (Baltic Sea) // Ophelia. 1994. Vol. 39. P. 1–14.
- Pankow, H., Ostsee-Algenflora, Gustav Fischer Verlag, Jena, 1990. 648 pp.
- Pantle F., Buck H. Die biologisch Überwachung der Gewässer und die Darsfallung der Ergebnisse Gas und Wasserfaca. Bd. 96. N 8. 1955. 604 p.
- Peyron O., de Vernal A. Application of artificial neural networks (ANN) to high-latitude dinocyst assemblages for the reconstruction of past sea-surface conditions in Arctic and sub-Arctic seas // Journal of Quaternary Science. 2001. Vol. 16(7). P. 699–709.
- Pichon J.J., Labeyrie L.D., Bareille G., Labracherie M., Duprat J., Jouzel J. Surface water temperature changes in the high latitudes of the southern hemisphere over the last glacial-interglacial cycle // Paleoceanography. 1992. Vol. 7. P. 289–318.
- Polyakova Ye.I. Late Cenozoic evolution of Northern Eurasian marginal Seas based on diatom records // Polarforschung. 2001. Vol. 69. P. 211–220.
- Polyakova Ye.I. Diatom assemblages in the surface sediments of the Kara Sea (Siberian Arctic) and their relationship to oceanological conditions. In "Siberian River Run-off in the Kara Sea: Characterization, Quantification, Variability, and Environmental Significance" Proceedings in Marine Sciences, R. Stein, K. Fahl, D.K. Fütterer, E.M. Galimov, O.V. Stepanets, eds.). Elsevier, Amsterdam. 2003. P. 375–400.
- Polyakova Ye.I., Stein R. Holocene paleoenvironmental implications of diatom and organic carbon records from the southeastern Kara Sea (Siberian Margin) // Quaternary Research. 2004. Vol. 62. P. 256–266.
- Polyakova Ye.I., Bauch H.A., Klyuvitkina T.S. Early to Middle Holocene changes in Laptev Sea water masses deduced from diatom and aquatic palynomorph assemblages // Global and Planetary Change. 2005. № 48. P. 208–222.
- Polyakova Ye.I., Klyuvitkina T.S., Golovkina E.A., Bauch H.A., Kassens H. High-

resolution reconstruction of Lena river discharge during the late Holocene inferred from microalgae assemblages // *Polarforschung*. 2006. Vol. 75 (2-3). P. 83–90.

Powell A.J., Dodge J.D., Lewis J. The palynological expression of post-Palaeogene upwelling: a review // Summerhayes C.P., Prell W.L., Emeis K.C. (Eds.), *Geological Society, Special Publication, Upwelling Systems: Evolution since the Early Miocene*. 1992. Vol. 64. P. 215–226.

Rochon A., de Vernal A., Turon J.-L., Matthiessen J., Head M.J. Recent dinoflagellate cysts of the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters. *American Association of Stratigraphic Palynologists Contribution Series*. 1999. Vol. 35. 146 p.

Round E.E., Crawford R.M., Mann D.G. *The diatoms, Biology and morphology of the genera*. Cambridge: Cambridge University Press. 1990. 747 p.

Round F.E., Crawford R.M. The line of evolution of the Bacillariophyta. 1 Origin // *Proc. R. Soc. Lond.* 13. 211. 1981. pp. 237–260.

Round F.E., Sims P.A. The distribution of diatom genera in marine and freshwater environments and some evolutionary considerations // *Proc. sixth Int. Symp. rec. Foss. Diatoms. Koelz: Königstein*. 1981. pp. 301–320.

Sancetta C. Oceanographic and ecologic significance of diatoms in surface sediments of the Bering and Okhotsk Seas // *Deep-Sea Res.* v. 28 A. N 8. 1981. pp. 789–817.

Sancetta C. Effect of Pleistocene glaciation upon oceanographic characteristics of the North Pacific ocean and Bering Sea // *Deep-Sea Res.* v. 30. N 8A. 1983 a. pp. 851–869.

Sancetta C. Fossil diatoms and the oceanography of the Bering Sea during the last glacial event // *Siliceous deposits Pacific Reg.* 1983 b. pp. 333–345.

Sancetta C., Heusser L., Labeyrie L., Naidu A.S., Robinson S.W. Wisconsin-Holocene paleoenvironments of the Bering Sea: evidence from diatoms, pollen, oxygen isotopes and clay minerals // *Mar. Geol.* N 62. 1985. pp. 55–68.

Sancetta C., Silvestry S. Diatom stratigraphy of the Late Pleistocene (Bruhnes) subarctic Pacific // *Mar. Micropaleont.* N 9. 1984. pp. 263–274.

Sancetta C., Silvestry S. Pliocene-Pleistocene evolution of the North Pacific ocean-atmosphere system, interpreted from fossil diatoms // *Paleoceanography*. v. 1. N 2. 1986. pp. 163–180.

Sarnthein M., Winn K., Duplessy J.C., Fortuque M.R. Global variations of surface ocean productivity in Low and Mid Latitudes: Influence on CO₂ reservoirs of the Deep Ocean and Atmosphere during the last 21.000 years // *Paleoceanography*. 1987. Vol. 3. ' 33. P.361–399.

Simonsen, R., *Untersuchungen zur Systematik und Ökologie der Bodendiatomeen der westlichen Ostsee*. International der Gesamten Hydrobiologie, Systematische Beihefte, 1962. 1, 9–148.

Simonsen R. The diatom system: Ideas on phylogeny. *Bacillaria*. 1979. V. 2. P.9–71.

Schrader H.J., Fenner J. Norwegian diatoms biostratigraphy and taxonomy // Talwani M., Udintsev G. et al., *Init. Repts. DSDP, 38: Washington (U.S. Govt. Printing Office)*. 1976. P.921–1098.

Sladeczek V. Stanovení saprobniho indexu // *Min. Lesn Vodh. Hosp. CSR*. v. 11. 1976. 181 p.

Smayda T.J., Reynolds C.S. Community assembly in marine phytoplankton: application of recent models to harmful dinoflagellate blooms. *Journal of Plankton Research*. Vol.23. 2001. P. 447–461.

Taylor F.J.R. *The biology of dinoflagellates / Botanical monographs*. Vol. 21. 1987.

Taylor F.J.R., Pollinger U. Ecology of dinoflagellates // Taylor F.J.R. *The biology of dinoflagellates. Botanical monographs*. Vol. 21. 1987. P. 399–529.

Turner J.T., Tester P.A. Toxic marine phytoplankton, zooplankton grazers, and pelagic food webs // *Limnology and Oceanography*. 1997. Vol. 42. P. 1203–1214.

Wall D., Dale B. Modern dinoflagellate cysts and evolution of the Peridiniales // *Micropaleontology*. 1968. Vol. 14. № 3. P. 265–304. pls. 1–4.

Weaver F.M., Gombos A.M. Southern high-latitude diatom biostratigraphy // *The Deep Sea Drilling Project: a decade of Progress Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. mineral*. N 32. 1981. pp. 445–470.

5. МАЛАКОФАУНИСТИЧЕСКИЙ МЕТОД

Малакофаунистический метод является одним из наиболее активно используемых приемов реконструкции и корреляции палеогеографических событий. Объекты его изучения – раковины моллюсков – являются информативной палеонтологической группой, присутствующей в отложениях почти всех литолого-генетических типов. Особенно многочисленны они в морских образованиях, широко развитых по периферии материков, и в осадках внутриматериковых водоемов.

Моллюски (Mollusca) – один из самых богатых видами типов, представители которого благодаря своей известковой раковине хорошо сохранились в ископаемом состоянии. Среди нескольких его классов наиболее важными для палеогеографических реконструкций плейстоцена являются два: Gastropoda (брюхоногие) и Pelecypoda или Bivalvia (двустворчатые) (рис. 5.1).

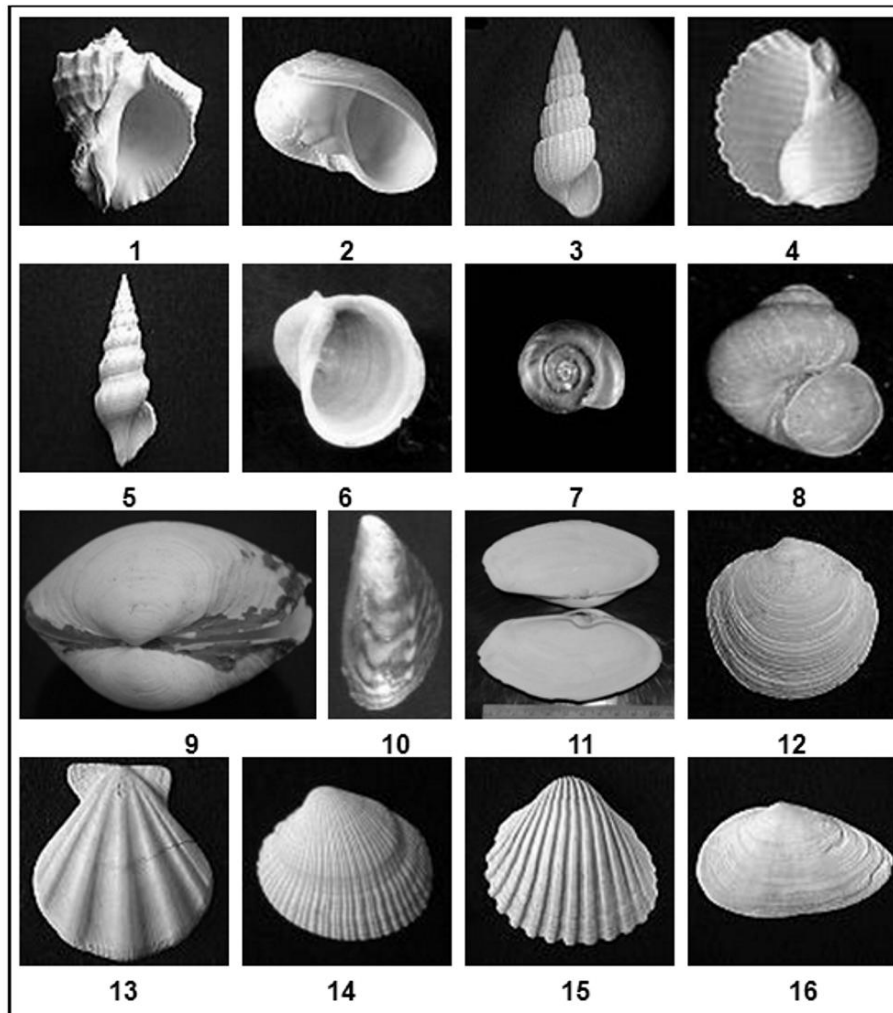


Рис. 5.1. Тип Mollusca. Классы Gastropoda (1-8) и Bivalvia (9-16)

Гастроподы (gaster — желудок, podos — нога) — наиболее многочисленный (до 85000 современных и 15000 ископаемых видов) среди всех моллюсков и единственный класс, имеющий своих представителей как в водной среде, так и на суше. У гастропод хорошо обособлена голова, туловище и нога, приспособленная для передвижения. Тело брюхоногих асимметричное; как правило, заключено в известковую спирально-коническую раковину, к которой прикрепляется двумя или одним мускулом. Тело втягивается полностью в полость раковины и закрывается подошвой ноги или крышечкой, расположенной на ноге; однако у ряда форм раковина отсутствует. Брюхоногие моллюски возникли в раннекембрийскую эпоху на тепловодных морских мелководьях с жестким грунтом. Распространены повсеместно, кроме зон сплошного оледенения и равнинных пустынь. Обитают в океанах, морях, солоноватых и пресных водах, на суше, от высокогорных альпийских лугов до очень больших глубин океана, как при низких (в Арктике и у берегов Антарктиды), так и при высоких (горячие источники) температурах. Занимают самые разнообразные экологические ниши. Большинство водных брюхоногих моллюсков — обитатели дна.

Бивальвии (bi — два, valva — створка) — морские, солоноватоводные или пресноводные, малоподвижные или неподвижные моллюски бентоса, тело которых заключено в раковину, состоящую из двух равных или неравных створок, соединенных на спинной стороне лигаментом, служащим для их открывания, и одним или двумя мускулами-аддукторами — для закрывания. Для прочного соединения створок вдоль смычного края может быть развит замок. Голова у них отсутствует, развиты нога и пластинчатые жабры. Двустворчатые разнообразны по образу жизни. Одни зарываются в мягкий донный грунт, другие прикрепляются к твердому субстрату так называемыми биссусными нитями или цементом, третьи свободно перемещаются по дну. Внешняя форма раковины отражает черты приспособления моллюсков к различным биотопам. Поверхность раковины может быть гладкой, с линиями нарастания или скульптурированной (радиальные или концентрические ребра, складки, кили, разнообразные бугорки, шипы и различной формы выросты). Двустворки известны с кембрия, начиная с ордовика эта группа уже многочисленна и разнообразна; но настоящий расцвет испытывает с позднего палеозоя. По разным оценкам, насчитывается от 7,5 до 10 тысяч современных и около 20 тысяч ископаемых видов.

Малакофаунистическому анализу для целей палеогеографических реконструкций подвергаются *местонахождения* ископаемых раковин, находящиеся в осадочных образованиях, вскрытых естественными обнажениями или скважинами. Образование каждого местонахождения начинается с гибели моллюсков. Одни организмы погибают естественной смертью, другие от различных неблагоприятных причин — резкого изменения температуры или солености, заморов, связанных с недостатком кислорода, и т.д. При гибели моллюски либо остаются на месте, либо переносятся на различные расстояния и в каких-то местах накапливаются. Скопления остатков погибших организмов образуют *танатоценозы* (гр. thanatos — смерть). В танатоценоз попадают животные из различных биоценозов. Так, к скоплениям остатков бентосных морских организмов могут добавляться погибшие представители планктона, вынесенные реками остатки наземных организмов и др. Второй

стадией образования местонахождения является захоронение, при котором остатки погибших организмов покрываются осадком. Скопления органических остатков, погребенные в осадке, образуют *тафоценоз* (гр. *taphos* — могила). Тафоценозы становятся членами минеральных ассоциаций осадочных пород литосферы и в качестве таковых подчиняются всем закономерностям процессов, происходящих в литосфере. Завершающим этапом образования местонахождения является превращение рыхлых осадков в горные породы (литификация), сопровождающееся превращением органических остатков в окаменелости (фоссилизация). Предпосылкой для успешной научной обработки палеонтологического материала служат послойные тщательные сборы фауны из изучаемых разрезов, точная их привязка к слоям, изучение пространственного изменения состава фауны по отдельным горизонтам и подробное описание всех особенностей найденных в местонахождении органических остатков.

Малакофауны морские, солоноватоводные, пресноводные и наземные в их использовании для палеогеографических реконструкций имеют различия. Определяется это их биологическими особенностями, разными темпами их эволюционного развития (наиболее интенсивное видообразование отмечается у солоноватоводных моллюсков, наименьшее — у морской фауны) и различной реакцией на изменения экологической обстановки.

5.1. Морские моллюски

5.1.1. Характерные черты морской малакофауны

Моллюски в современных морях, равно как и в позднекайнозойских морских бассейнах, являются преобладающей группой шельфовых макробентосных организмов. Глубоководные моллюски сравнительно малочисленны и редко используются при палеогеографических реконструкциях. На современных шельфах моллюски составляют основу биомассы и часто являются руководящими формами биоценозов. Чрезвычайно велика их роль в ископаемых шельфовых сообществах, по выражению Г. Торсона "моллюски являются *index-fossils* позднего кайнозоя" [Гладенков, 1992]. Действительно, во многом расчленение позднекайнозойских морских отложений построено на эволюционных изменениях ряда групп моллюсков и, главное, на смене различных в экологическом отношении палеосообществ [Детальное расчленение ..., 1992; Атлас фауны ..., 1984; Биофациальные особенности ..., 1974; Петров, 1966, 1982; Hopkins et al., 1960; Marincovich et al., 1990 и др.]. Практически все морские моллюски, составляющие плейстоценовые палеосообщества, являются ныне живущими видами. Например, в составе ископаемых плейстоценовых комплексов Чукотки известен лишь один вымерший вид — *Astarte invocata* [Петров, 1966], небольшое количество вымерших видов астарта известны из анвильских отложений западной Аляски [MacNeil et al., 1943], тогда как на севере Аляски вымершие виды двустворок среди ископаемых плиоцен-плейстоценовых комплексов отсутствуют [Carter et al., 1986; Repenning et al., 1987; MacNeil, 1957 и др.]. Таким образом, для реконструкции параметров палеосреды обитания необходимо описание основных особенностей расселения современной шельфовой фауны морских моллюсков.

Расселение моллюсков определяется множеством факторов, среди которых основными являются географическая зональность, вертикальная зональность, состав грунтов, гидродинамика вод и скорость осадконакопления. Рассмотрим основные закономерности современного расселения моллюсков на примере морей Северной Пацифики [Скарлато, 1981].

Основные закономерности биогеографической зональности заключаются в постепенном сокращении с юга на север числа тепловодных субтропических и низкобореальных видов и увеличении числа холодноводных высокобореальных и бореально-арктических видов. Граница между низкобореальной Северо-Японской и высокобореальной Берингской подобластями проходит по широте средней части о. Итуруп, по широте м. Терпения и далее по проливу Невельского [Скарлато, 1981]. Границы биогеографических зон постепенные. Эта общая тенденция имеет ряд отклонений, связанных, главным образом, с действием течений. Так, наличие теплого течения вдоль берегов Аляски приводит к тому, что бореальные элементы у этого побережья встречаются существенно севернее, чем у берегов Чукотки, и северная граница бореальной области не является субширотной, а вытянута от берегов Чукотки к мысу Барроу. Напротив, особенности циркуляции вод в Анадырском заливе формируют весьма холодноводные сообщества с единичными типично арктическими видами (*Portlandia arctica siliqua*, *Nicania montagui fabula*, *N. montagui warhami*).

Вертикальное распределение моллюсков подчинено как закономерному понижению температуры с глубиной, так и распространению разных типов грунтов и придонных течений. Выделяются [Скарлато, 1981] следующие вертикальные зоны в пределах шельфа: литораль, верхняя сублитораль (до 20 м), средняя сублитораль (20-50 м), нижняя сублитораль (50-80 м) и элитораль (80-200 м). В меридиональном направлении с севера на юг наблюдается закономерное "понижение" глубины обитания холодноводных бореально-арктических и высокобореальных видов. Тепловодные виды даже у берегов Приморья концентрируются в верхней зоне моря, а к северу исчезают. Так, например, в бух. Киевка (Ср. Приморье) до глубин 15-20 м встречаются субтропическо-низкобореальные и низкобореальные виды, а на глубинах 30-50 м преобладают бореально-арктические виды [Кузьмина, Талденкова, 1985]. Однако, многие моллюски, имея достаточно широкий температурный диапазон выживаемости, более привязаны к характеру грунтов, определяющему способ питания. Например, в Белом море мелководный моллюск *Portlandia arctica* образует массовые поселения на несвойственной ему глубине (более 100 м), что объясняется отсутствием необходимых ему мягких грунтов в верхней сублиторали [Семенова, 1979].

На общем "фоне" расселения моллюсков, определяемым географической зональностью, формируется множество биоценозов, распределение которых зависит от характера грунтов, гидродинамического режима, скорости осадконакопления и других причин. Так как грунты в значительной мере влияют на становление определенных пищевых группировок бентоса, для анализа донной фауны широко применяется именно трофический признак. На шельфе выделяется ряд последовательных трофических зон, в пределах которых развиты группы донных беспозвоночных со сходным характером питания. Обычно на шельфе выделяются три трофические зоны: неподвиж-

ных сестонофагов, подвижных и мало подвижных сестонофагов и собирающих детритофагов [Кузнецов, 1963, 1964, 1984]. К первой группе относятся представители родов *Mytilus*, *Modiolus*, *Musculus*, *Chlamys* и другие. Подвижными сестонофагами являются различные астарты, *Liocyma*, *Serripes*, *Peronidia*, *Spisula*, *Ciliatocardium* и другие. Для зоны собирающих детритофагов характерны *Macoma*, *Yoldia*, *Nuculana* и другие. Лучше всего по площади шельфа прослеживаются биоценозы нижней сублиторали (зоны собирающих детритофагов). Биоценозы верхней сублиторали, более зависящие от климата (особенно представители эпифауны), очертания берегов и других факторов, обнаруживают в этом отношении не только большую изменчивость, но и прерывистость. Значительное влияние оказывает рельеф шельфа: на крутом и узком шельфе биоценозы и зоны располагаются в виде поясов (Восточная Камчатка, Приморье), а на пологом - мозаично, в виде пятен (Берингово море). Анализ ископаемых комплексов моллюсков по трофическому признаку позволяет судить о наличии и масштабах посмертного переноса раковин.

5.1.2. Реконструкция палеогеографических событий

По смене ископаемых комплексов моллюсков можно диагностировать такие палеогеографические события как потепление или похолодание вод, изменения уровня моря (трансгрессии и регрессии), проникновение теплых или холодных течений, существование проливов или сухопутных порогов. Конкретный ископаемый комплекс дает достаточно разнообразные сведения о параметрах палеосреды времени своего обитания, но именно сравнение его с предыдущими и последующими позволяет судить о направлении палеогеографических изменений.

Рассмотрим возможные реконструкции палеогеографических событий на примере ископаемых позднекайнозойских комплексов моллюсков Сев. Пацифики. Процесс формирования современной фауны моллюсков этого региона был достаточно сложным, несмотря на то, что уже с конца плиоцена доминирующее положение в комплексах занимали ныне живущие виды. Основными событиями в истории фауны были не вымирание и видообразование, а миграции различных биогеографических групп, фиксирующие потепления и похолодания, появление проливов, направления течений. Все ископаемые комплексы побережий являются трансгрессивными, характеризующими разные этапы трансгрессий. Так, например, среднеплейстоценовые комплексы моллюсков Чукотки и Аляски (крестовский, коцебусский) имеют три выраженные стадии - начала трансгрессии (мелководные, верхнесублиторальные комплексы), максимума (относительно глубоководные, средне-, нижнесублиторальные) и ее завершающей стадии (мелководные, верхнесублиторальные, пляжевые). Для восстановления характера палеогеографических событий необходима одновременная реконструкция палеотемператур, глубин обитания комплекса, соответствующих грунтов и трофических группировок, т.к. реконструкция какого-либо одного параметра без учета остальных может сильно исказить палеогеографическую картину. В основном, палеотемпературные реконструкции основаны на соотношении видов различных биогеографических групп и появлении наиболее показательных (как тепловодных, так и холодноводных) видов. Для позднеплиоценовых комплексов моллюсков - усть-лимимтэваямского (Камчатка), берингийского (Зап.

Аляска), колвиллского, бигбендского и фишкрикского (Сев. Аляска) - характерен достаточно близкий набор видов, свидетельствующий об относительной тепловодности морей этого времени [Петров, 1982; Hopkins et al., 1960; Hopkins, 1967; Hopkins, MacNeil, 1960; Carter et al., 1977, 1986; Marincovich et al., 1990; Brigham, Carter, 1992]. В камчатском и северо-аляскинских комплексах преобладают широко распространенные бореально-арктические виды при значительном участии бореальных форм (около 25 %), в берингийском комплексе содержание бореальных видов еще выше - 44 %. В усть-лимимтэваямском комплексе практически нет видов, не характерных для современного камчатского шельфа (за исключением вымерших). Напротив, в берингийском комплексе присутствует низкобореальный вид *Chlamys swifti*, а в бигбендском и фишкрикском комплексах - широко распространенные бореальные виды *Clinocardium californiense*, *Macoma brota*, *Astarte esquimalti*. Относительная холодоводность усть-лимимтэваямского комплекса связана с его сравнительной глубоководностью (средняя-нижняя сублитораль). Все аляскинские комплексы пляжевые. Кроме того, столь далекое проникновение тепловодных видов на север свидетельствует о наличии мощного теплого течения из Тихого океана в Арктический, равно как и о существовании Берингова пролива.

Комплексы моллюсков самого конца плиоцена-эоплейстоцена выражены на всех побережьях: нижнеольховский и тусатуваямский на Камчатке, пинакульский на Чукотке, анвильский на западе Аляски, мидлтонский на юге Аляски [Miller, 1953]. Сравнительно тепловодные бореальные виды в них либо преобладают (тусатуваямский, анвильский), либо составляют весьма значительную группу. Во всех комплексах описаны очень тепловодные виды, не встречающиеся ныне у соответствующих побережий. Это низкобореальный вид *Yoldia toporoki* на Камчатке, низкобореальные *Macoma incongrua*, *Penitella penita* на Аляске и *Macoma incongrua* на Чукотке. В то же время, самой яркой чертой этих комплексов является первое появление в северотихоокеанских сообществах арктических видов - *Portlandia arctica arctica*, *P. arctica siliqua*, *Nicania montagui fabula*, *N. montagui striata*, *N. montagui warhami*. Несомненно, первое появление арктических видов свидетельствует о наличии Берингова пролива. Подобное сочетание столь разных биогеографических групп, как низкобореальная и арктическая, ныне в Северной Пацифике не встречается нигде, в связи с чем палеогеографические реконструкции представляются в некоторой степени условными. Вероятно, это отражает постепенность формирования биогеографической структуры класса двустворок. В связи с этим необходимо отметить, что многие современные виды впервые появились в Сев. Пацифике в составе тепловодных сообществ миоцена (*Serripes groenlandicus*, *Liocyma fluctuosa*, *Mya truncata*, *Clinocardium californiense* и многие другие). С тех пор их биогеографическая принадлежность изменялась от низкобореальной в миоцене до широко распространенной бореальной к концу неогена, а с открытием Берингова пролива и проникновением некоторых из них в Арктический бассейн они получили свою нынешнюю принадлежность - бореально-арктическую [Кафанов, 1979, 1981; Талденкова, 1992]. Активная позднелиоценовая миграция тихоокеанских видов на север была вызвана как климатическими и "физическими" (наличие пролива) причинами, так и, главное, биологическими - большим видовым

разнообразием тихоокеанской шельфовой фауны по сравнению с арктической [Гладенков, 1978; Durham, MacNeil, 1967; Fyles et al., 1991]. Многие из этих видов имеют планктонную стадию развития личинки и мигрируют с течениями. Большинство арктических видов, напротив, имеют не планктонную, а литотрофную личинку, обитающую в прикрепленном виде на дне [Касьянов, 1982]. Вероятно, холодноводные виды мигрируют во взрослом состоянии по дну [Савицкий, 1979]. Будучи собирающими детритофагами, они требуют для своего переселения не только низкие придонные температуры, но и тонкие илистые грунты, которые, в свою очередь, связаны либо с увеличением глубины бассейна, либо с его ледовитостью. Противоречия биогеографического состава эоплейстоценовых сообществ могут быть объяснены следующим образом: с одной стороны, очевидно, что низкобореальные и арктические виды обитали на разных глубинах, а их совместное нахождение связано с перемещением створок после смерти моллюсков. Вероятно, одновременно существовали как хорошо прогреваемые закрытые мелководья, так и приглубые холодные участки сублиторали. С другой стороны, вероятно, эоплейстоцен был особенным периодом существования северотихоокеанской шельфовой фауны моллюсков, когда сравнительно теплые условия позволяли низкобореальным видам "доживать последние дни" в этих водах, но одновременно началось постепенное медленное проникновение арктических видов (сформировавшихся к этому времени в Арктическом бассейне) через Берингов пролив в Тихий океан. В целом, условия были довольно теплые и однородные (сходство камчатских, чукотских и аляскинских комплексов), близкие современным околокамчатским водам.

В начале раннего плейстоцена накапливался бореальный верхнеольховский комплекс моллюсков Камчатки, в котором преобладали высокобореальные виды *Tridonta rollandi*, *Mya elegans*, *Nuculana minuta angusticauda*, *N. sachalinica* [Петров, 1982]. Комплекс включен в отложения, характеризующие регрессивную стадию трансгрессии. Тепловодность состава, отсутствие арктических видов, выраженный "азиатский" облик фауны моллюсков свидетельствуют об отсутствии Берингова пролива и, как следствие, некотором потеплении прикамчатских вод.

Карагинский комплекс моллюсков Камчатки (вторая половина раннего плейстоцена) представлен типичным сообществом собирающих детритофагов (*Nuculana*, *Portlandia*, *Macoma*) на илистых грунтах, холодноводен по составу (обилие арктических видов, частичное растворение карбоната раковин), относительно глубоководен (присутствие арктических видов). Возможно, появление арктических видов было связано с открытием Берингова пролива, хотя не исключено, что во время регрессии начала раннего плейстоцена арктические виды сохранялись на существенно больших глубинах, вдали от прибрежных вод. Раннеплейстоценовые комплексы на чукотском и аляскинском побережьях пока неизвестны, из чего следует, что карагинская трансгрессия была, видимо, локальным событием, и Берингов пролив, скорее всего, отсутствовал.

Бореально-арктические комплексы моллюсков среднего плейстоцена выражены на всех побережьях. Это оссорский комплекс Камчатки, крестовский Чукотки и коцебусский Аляски. Они несколько отличаются между собой: оссорский комплекс характеризует условия средней-нижней сублитогра-

ли, равно как и среднекрестовский; верхне- и позднекрестовский и коцебусский комплексы гораздо более мелководные. Однако, они имеют и много общего. Помимо арктических видов, известных в Сев. Пацифике с эоплейстоцена, в их составе впервые появляются арктические и бореально-арктические виды атлантического происхождения: *Bathyarca glacialis*, *Yoldiella intermedia*, *Y. lenticula*, *Y. fraterna*, которые, вероятно, зародились в приатлантическом секторе Арктики и, постепенно заселив арктические шельфы, к среднему плейстоцену достигли Чукотского моря. Как и остальные представители отряда *Protobranchia*, все они являются собирающими детритофагами, предпочитающими мягкие илистые грунты. Их появление в Беринговом море несомненно свидетельствует о достаточно длительном существовании пролива и распространении тонких илистых грунтов вследствие ледовитости. Это было последнее, зафиксированное в осадках побережий, значительное проникновение арктических видов (наиболее молодой в эволюционном отношении биогеографической группы) в Берингово море, свидетельствующее о значительном похолодании климата в это время.

Комплексы моллюсков начала позднего плейстоцена (аттарманский на Камчатке, валькатленский на Чукотке и пелукский на Аляске) очень выразительны. В камчатском и аляскинском сообществах появляются очень тепловодные низкобореальные виды (*Callithaca adamsi*, *Macoma incongrua*), которые расселились значительно севернее границы их современного ареала. Имея планктонную стадию развития личинки, эти виды переместились на большие расстояния с теплым течением, направлявшимся от берегов Камчатки к Аляске. Арктические виды у этих побережий полностью исчезают. Напротив, у берегов Чукотки в составе валькатленского комплекса они сохраняются, а тепловодные виды этих берегов не достигали, по всей видимости, из-за отсутствия в этой части теплых течений из Берингова моря.

Более молодые позднеплейстоценовые комплексы (флаксманский и воронцовский на Аляске и амгуемский на Чукотке) чрезвычайно бедны по видовому составу и непримечательны.

Таким образом, анализ позднекайнозойских комплексов моллюсков Сев. Пацифики показывает, что диагностика палеогеографических событий по фауне моллюсков требует одновременного учета большого количества разнообразных фактов - видового состава, соотношения биогеографических групп, распределения видов по глубинам и грунтам, соотношения трофических группировок, сохранности створок и наличия следов переноса, растворения и т.д. Потепления и похолодания фиксируются как по изменению соотношения разных биогеографических групп в сторону преобладания более тепловодных или холодноводных, так и по появлению показательных видов - либо наиболее тепловодных, либо наиболее холодноводных (по сравнению с ныне живущими). Практически все комплексы моллюсков побережий отражают ту или иную стадию развития трансгрессии. Глубина палеобассейна определяется по соотношению разных по глубине обитания видов и трофических группировок, связанных с грунтами. Наличие Берингова пролива устанавливается по появлению арктических видов в Тихом океане и бореальных - в Ледовитом. Расселение многих видов, имеющих планктонную стадию развития личинки (в основном, тепловодных бореальных), свидетельствует о распространении течений.

5.1.3. Корреляция палеогеографических событий

Ископаемые моллюски открытых побережий могут использоваться для корреляции палеогеографических событий довольно ограничено. Можно выделить "местную" и региональную корреляцию. Под первой подразумевается корреляция в пределах сопредельных шельфа и побережья, под второй - корреляция событий в пределах разных шельфов и побережий.

"Местная" корреляция включает стратиграфическое и палеогеографическое сопоставление отложений шельфа и террас побережья. Подобная корреляция слабо разработана. Это связано, в основном, с разной изученностью и разной "представительностью" береговых и шельфовых комплексов. Протяженные береговые разрезы позволяют весьма подробно проследить стратиграфические и фациальные взаимоотношения разновозрастных комплексов моллюсков [Петров, 1966, 1982; Детальное расчленение..., 1992; Гладенков, 1972; 1978, 1988; Иванов, 1986; Allison, 1978; Basilyan, Bylinskaya, 1997; Brigham, 1985; Hopkins, 1967; Hopkins et al., 1972; Hopkins et al., 1974; Carter et al., 1986; и др.]. К сожалению, изучение разновозрастных отложений и моллюсков на сопредельных шельфах Сев. Пацифики практически не проводилось, т.к. скважинами не были вскрыты осадки с ископаемой малакофауной древнее позднеплейстоценовых [Knebel et al., 1974]. Исключение составляют работы, проведенные на шельфе зал. Нортон, где были найдены моллюски древних трансгрессий [Kaufman, Hopkins, 1989; Kaufman, 1992], которые по соотношению аминокислот в раковинах были скоррелированы с раковинами из береговых берингийских и анвильских отложений. Однако, в этих работах не приводятся видовые определения ископаемых моллюсков из шельфовых отложений, т.е. моллюски использовались для корреляций лишь как объект аминокислотных определений. Шельфовые ископаемые моллюски, добытые из скважин, не позволяют сделать столь же детальные стратиграфические и палеогеографические построения, как береговые комплексы, из-за фрагментарности и случайности находок. При анализе шельфовых комплексов особое внимание уделяется определению степени сохранности раковинного материала, наличию следов переноса и переотложения. Обычно определяется степень автохтонности комплекса как по качественным показателям (характер створок и обломков, наличие среди них окатанных, степень сохранности раковинного вещества), так и по количественным (степень соответствия вмещающих осадков грунтам, свойственным разным видам моллюсков). Ископаемые комплексы оцениваются с точки зрения возможной глубины обитания и температуры придонных вод. Помимо качественной характеристики строятся диаграммы, показывающие сочетание наиболее вероятных глубин и температур, исходя из видового состава. В случае нахождения раковин вымерших видов, накопленных *in situ*, можно сделать достаточно надежные возрастные привязки. Так, на шельфе приматериковой части Татарского пролива слои, содержащие многочисленные раковины вымершего тепловодного плиоценового рода *Fortipecten*, соответствуют раннеплиоценовому климатическому оптимуму.

При наличии представительного материала палеоэкологические реконструкции и основанная на них корреляция событий бывают весьма определенными. Так, при изучении шельфовых ископаемых комплексов моллюсков Японского моря [Кузьмина, Талденкова, 1985; Талденкова, Прокудин, 1990] в

бух. Киевка были описаны различные голоценовые комплексы моллюсков. В илистых осадках встречены хорошо сохранившиеся раковины разных видов, среди которых резко преобладает субтропический вид *Crassostrea gigas*, а в примеси к нему встречаются также тепловодные виды *Mya japonica*, *Macoma orientalis*, *Pandora cf. wardiana*. Видовой состав наряду с характером отложений позволяют предположить лагунный генезис осадков, а полученная радиоуглеродная датировка - 7360 ± 250 (МГУ-802) определяет его возраст началом атлантического времени. Выше в этом же слое встречен одновозрастный комплекс (7370 ± 140 (МГУ-830)), состоящий из тепловодных видов *Crenomytilus graianus*, *Protothaca staminea*, *Crassostrea gigas*. Началу суббореального времени (4740 ± 125 (МГУ-825)) соответствует слой срезнезернистого песка с обломками моллюсков холодноводных (для Приморья) видов: *Liocyma fluctuosa*, *Macoma calcarea*, *Serripes groenlandicus*. Сочетание холодноводности состава и мелководного характера отложений свойственно холодным эпохам голоцена, т.к. в теплые периоды на мелководьях в хорошо прогреваемых водах обитали комплексы моллюсков с преобладанием субтропических и низкобореальных видов, а столь холодноводный комплекс был связан с большими глубинами (как это имеет место и ныне). В вышележащем алевроитовом слое суббореального возраста (3530 ± 130 (МГУ-858)) также содержится холодноводный комплекс с теми же преобладающими видами. Однако, холодноводность его состава связана, скорее, с закономерной вертикальной зональностью; ныне на глубинах около 35 м также были встречены холодноводные бореально-арктические виды *Serripes groenlandicus* и *Tridonta borealis borealis*. Субатлантический комплекс моллюсков верхов скважины представлен тем же составом, что и суббореальный, в то же время субатлантический комплекс моллюсков береговых террас характеризуется набором тепловодных видов - *Spisula sachalinensis*, *Callista brevisiphonata*, *Mya japonica*, *Glycymeris yessoensis*, *Venerupis japonica*, *Protothaca euglipta*. Таким образом, видно, что видовой состав шельфового и террасового комплексов абсолютно разный, но, тем не менее, никаких противоречий нет, т.к. эти комплексы отражают закономерную вертикальную смену разных биогеографических групп.

Приведенные примеры показывают сложность проведения корреляции палеогеографических событий на сопредельных террасах и шельфе, что во многом это связано с их слабой изученностью.

Корреляция палеогеографических событий на разных шельфах и побережьях по фауне моллюсков основана, главным образом, на изменениях биогеографических характеристик комплексов (в основном, учитывается направление изменений) и миграциях моллюсков (появлении показательных видов). Как было показано выше, характер позднеплиоценовых комплексов моллюсков северотихоокеанских и североаляскинских побережий, резкое преобладание в них видов тихоокеанского происхождения и полное отсутствие арктических видов свидетельствует о близости температурных условий этих регионов, о наличии Берингова пролива и наличии мощного теплого течения из Тихого океана. Первое появление арктических видов наряду с сохранением в составе комплексов низкобореальных видов позволило сопоставить эоплейстоценовые сообщества разных побережий Сев. Пацифики. Это также свидетельствует о длительном существовании Берингова пролива и постепенном

похолодании вод у всех побережий. Среднеплейстоценовые комплексы моллюсков также характеризуются единственным в плейстоценовой истории появлением арктических и бореально-арктических видов атлантического происхождения. Распространение низкобореальных видов у берегов Камчатки и Аляски в начале позднего плиоцена позволяет проследить направление и масштабы проникновения теплого тихоокеанского течения. Однако, как правило, по ископаемым моллюскам можно скоррелировать события на достаточно близких побережьях, т.к. комплексы удаленных побережий, как правило, вообще не содержат общих видов, за исключением наиболее широко распространенных, таких как *Hiatella arctica*, *Macoma calcarea*, *Mya truncata* и некоторых других.

5.1.4. Ограничения в использовании морских моллюсков при палеогеографических реконструкциях

(1). Отсутствие плейстоценовых видов с ограниченным диапазоном существования не позволяет делать однозначные возрастные определения. В то же время, это увеличивает возможности диагностики палеогеографических событий за счет использования актуалистического подхода. (2). Слабая изученность отложений шельфов и содержащихся в них моллюсков. Находки ископаемых моллюсков из скважин случайны и фрагментарны. (3). Изменение биогеографической принадлежности некоторых видов (*Liocyma fluctuosa*, *Macoma calcarea*, *Mya truncata*, *Serripes groenlandicus* и многие другие), что необходимо учитывать при диагностике и корреляции событий позднего плиоцена и эоплейстоцена. К началу плейстоцена практически сформировалась современная биогеографическая структура класса двустворок (на примере Сев. Пацифики). (4). Состав ископаемых комплексов моллюсков не всегда однозначно свидетельствует о направленности температурных изменений. Так, например, тепловодный состав позднеплиоценовых бигбендского и фишкрикского комплексов севера Аляски указывает на наличие теплого, сезонно замерзающего моря, но если в бигбендское время на побережье произрастали таежные леса, то во время фишкрикской трансгрессии на суше установлено развитие сравнительно холодных тундровых ландшафтов [Carter et al., 1986; Repenning et al., 1987; Nelson, Carter, 1985]. Еще один пример: из-за наличия арктической группы биогеографический состав многих плейстоценовых комплексов (карагинского, среднеплейстоценовых, валькатленского) холоднее современного, хотя данные других видов анализов иногда свидетельствуют об обратном.

5.2. Солоноватоводные моллюски

5.2.1. Характерные черты солоноватоводной малакофауны

Солоноватоводная малакофауна населяет водоёмы с пониженной по сравнению с нормальной океанической солёностью (от 3 до 15-20‰): опреснённые моря (Балтийское, Чёрное, Азовское, Каспийское), участки морей вблизи устьев рек, эстуарии, некоторые озёра. Она включает как эвригалинных (обитающих в широком диапазоне значений солености воды) представителей морской и пресноводной фаун, так и виды, сформировавшиеся в самих

солончатых водоёмах и специфичные для них. Состав солончатководной фауны определяется современной солёностью водоёма и её колебаниями на протяжении истории его формирования. Ее характерными чертами, отличающими от нормально морской фауны, являются обедненность состава и высокая степень изменчивости входящих в него видов.

К типичной солончатководной фауне относятся моллюски плейстоцена Понто-Каспийской области. Среди них различается фауна эвксинского, азовского (обедненная эвксинская) и каспийского типов. Для первой характерно преобладание морской эвригалитной фауны, обитавшей в бассейнах с соленостью около 17-20‰; вторая является значительно обедненной в результате опреснения в Азовском море эвксинской фауны; третья (наиболее характерная солончатководная фауна) состоит преимущественно из измененных морских и пресноводных форм, возникших в течение длительного времени в бассейнах с ненормальной соленостью. Наиболее яркий представитель каспийской фауны – моллюски рода *Didacna* Eichwald (рис. 5.2), на примере которых и рассмотрим возможности использования солончатководной фауны для целей палеогеографических реконструкций.

Род *Didacna* установлен Эйхвальдом [Eichwald, 1838]. Им дан диагноз рода: «Раковина неравносторонняя, макушка острокилеватая; кардинальных зубов два, разделенных глубокой ямкой для замыкания зубов, боковых зубов нет. Сходна с *Cardium*, но отличается от него отсутствием боковых зубов» (стр. 161). Название *Didacna* (двузубая) образовано из двух греческих слов – *dis* (дважды) и *dactylos* (выступ). Предки дидакн известны с конца раннего плиоцена. В Понто-Каспийской области они появились из смежного солончатого водоема, располагавшегося в области Эгея [Эберзин, 1962].

В начале плейстоцена в солончатых водоемах Черноморской и Каспийской областей появились первые представители дидакн современного облика, в дальнейшем широко распространившиеся и заселившие все прибрежное мелководье этих морей. Из древнекаспийской малакофауны дидакны были наиболее пластичными моллюсками, что сделало их руководящей группой для палеогеографических реконструкций. Руководящее значение моллюсков рода *Didacna* Eichw. установлено Н.И. Андрусовым [1888, 1900, 1915], Д.В. Наливкиным [1914], В.В. Богачевым [1932], П.А. Православлевым [1939], П.В. Федоровым [1957, 1978], Л.А. Невеской [1958], А.А. Свиточем [1967], Б.Г. Векиловым [1969], Т.А. Яниной [2005] и другими исследователями. Этими же исследователями отмечено и своеобразие дидакн, заключающееся в сильной морфологической изменчивости видов, связанной с условиями обитания в изолированном солончатом водоеме.

В настоящее время дидакны известны только в Каспийском море. Они обитают на дне бассейна, где ведут малоподвижный образ жизни, частично зарывшись в грунты (инфауна) и выставив на поверхность неподвижные сифоны. Судя по слабо развитому сифону, глубина закапывания дидакн в грунты невелика. По особенностям питания это сестонотофаги, извлекающие пищу посредством фильтрации ее из придонного слоя воды. Современные дидакны, как и другие солончатководные формы, являются достаточно стеногалинными животными, хотя и могут переносить некоторые колебания солености. Летальные пределы для дидакн 2-3 и 15-17‰, а оптимальные условия

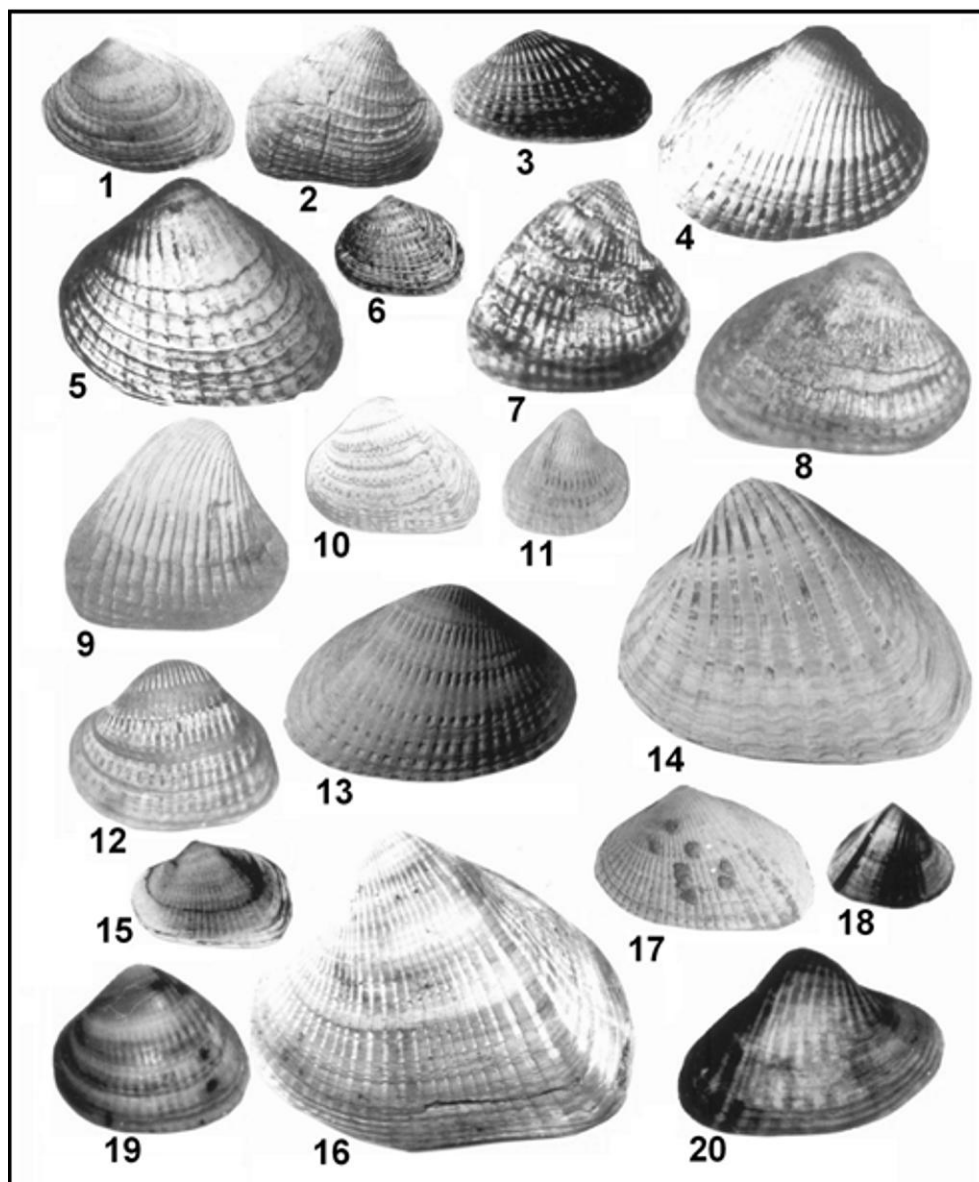


Рис. 5.2. Руководящие и характерные виды *Didacna* Eichwald из плейстоценовых отложений Каспийского моря.

- 1 – *Didacna catillus catillus*, 2 – *D. parvula*, 3 – *D. catillus grimmi*, 4 – *D. eulachia*, 5 – *D. carditoides*,
 6 – *D. catillus volgensis*, 7 – *D. kovalevskii*, 8 – *D. rudis*, 9 – *D. pravoslavlevi*, 10 – *D. celekenica*,
 11 – *D. subpyramidata*, 12 – *D. nalivkini*, 13 – *D. surachanica*, 14 – *D. paleotrigonoides*, 15 – *D. protracta*,
 16 – *D. praetrigonoides*, 17 – *D. parallella*, 18 – *D. trigonoides*, 19 – *D. baeri*, 20 – *D. crassa*

солености находятся между 8 и 12‰. Судя по современному распространению *Didacna trigonoides* в Каспии, этот вид переносит наибольшее опреснение вод и живет в пределах солености 7-11‰, иногда заходя на участки с соленостью 4‰. Другие каспийские дидакны предпочитают более высокую соленость вод. Дидакны эвритермны и, являясь преимущественно обитателями

5.2.2. Пространственно-временное распространение моллюсков – основа стратиграфии плейстоцена Понто-Каспия

Таблица 5.1.

[illegible]

Относительное количество раковин вида: 1 - преобладают, 2 - много, 3 - редки, 4 - единичны. Жирным шрифтом выделены руководящие и характерные виды.

ким развитием в ней определенной группы дидакн (*crassa*, *trigonoides*, *catillus*), присущие ей руководящие и характерные виды, и ее приуроченность к толще каспийских отложений, отделенной от других аналогичных толщ перерывом в морском осадконакоплении, характеризующей определенную трансгрессивную эпоху в истории Каспия. В составе фаун выделены группировки более низкого ранга – комплексы, подкомплексы и ассоциации.

Ранг фаунистической группировки устанавливался путем изучения особенностей ее распространения. Если группировка достаточно четко обособлена как в пространстве, так и во времени (в пределах одного и того же горизонта не наблюдалось перехода в соседние группировки), то она возводилась в ранг *комплекса*. В случае же наличия таких переходов отдельные группировки обозначались как *подкомплексы* либо *ассоциации* одного комплекса.

Для фаунистических группировок разного таксономического ранга определены *руководящие* виды – встречающиеся только в этой группировке и широко в ней развитые по всей площади региона; и *характерные* (или *контролирующие*) виды – появляющиеся в более ранних сообществах и (или) исчезающие в более поздних, но получившие наибольшее развитие в регионе именно в этой группировке. К *показательным* видам мы относим виды, характерные для определенной фаунистической группировки, но развитые в ней локально, в отдельной области. В каждой фауне и фаунистическом комплексе определены *впервые появляющиеся формы* – появляющиеся в данной фаунистической группировке и переходящие в более позднюю; *исчезающие формы* – переходящие в данную группировку из более древней и в ней заканчивающие свое развитие (они же могут быть и характерными видами); *транзитные виды* – с большим временным диапазоном распространения.

Фаунистические комплексы имеют общие для фауны признаки и характеризуют разновозрастные пачки отложений, отвечающие отдельным стадиям развития трансгрессии. Как и для фаун, для комплексов характерен определенный таксономический состав дидакн, руководящие, характерные и показательные виды. Бакинская, урунджикская и новокаспийская фауны представлены каждая одним комплексом. Раннехазарская фауна включает три фаунистических комплекса; позднехазарская и хвалынская – по два комплекса. Подкомплексы связаны друг с другом постепенным переходом, содержатся в единой толще осадков и обычно характеризуют отдельные этапы развития трансгрессии либо трансгрессивной стадии. Бакинский и урунджикский комплексы представлены каждый двумя подкомплексами. Новокаспийский комплекс состоит из трех подкомплексов. Природные области Каспийского региона в распространении представителей фаунистических комплексов (подкомплексов) имеют особенности, вызванные различием палеоэкологической среды бассейна. На этом основании в их составе выделены фаунистические ассоциации. Выделенные фаунистические сообщества разного таксономического состава и ранга являются основанием для стратификации каспийских отложений.

Согласно регионально-стратиграфической концепции, стратиграфия должна опираться на историко-геологический (палеогеографический) принцип расчленения древних отложений, ибо “на этой основе только и возможно выделять реальные стратиграфические (или геостратиграфические, по Г.П. Леонову [1972] подразделения” [Гладенков, 2004, стр. 8]. В составе малакофауны нами выделены фаунистические группировки разного ранга (фауна, комплекс, подкомплекс), отвечающие палеогеографическим событиям разного иерархического уровня. Они являются основой для стратиграфического расчленения каспийского плейстоцена (табл. 5.2 [Янина, 2009]).

Таблица 5.2. Региональная биостратиграфическая (костратиграфическая) схема морского плейстоцена Каспия

Общая шкала	Близона	Горизонт	Группы			Подзона (Фауна)	Руководящие, характерные виды	Подоризон	Интервал-зона (Фауна: типичный комплекс)	Слои	Подзонные	Стратиграфическая стратиграфия
			classa	trigonoides	catulus							
Плейстоцен	Голоцен	Новокальнинский				classa-trigonoides (новокальнинская)	Сегастодонта (Фауна) D. classa D. obel D. trigonoides			современные среднеокальнинские нижнеокальнинские	Mudvater Segastodonta D. classa – D. trigonoides	Датские по бережью, Турал
		Хвалынский				trigonoides-catulus (хвалынская)	D. obel D. platytrigonoides D. obel D. rotunda	раннехвалынский нижнехвалынский	позднехвалынский D. platytrigonoides			Долна Нижний Волг, Ено тавка-Копановка-Цапан-Юмн
Плейстоцен	Верхний	Верхнехвалынский				classa (поздне-хвалынская)	D. segastodonta D. platytrigonoides	верхний верхнехвалынский	поздний позднехвалынский D. segastodonta-D. platytrigonoides			Долна Нижний Волг, Сероглазиева, Датские по бережью, Шуга-Озень
		Нижнехвалынский				trigonoides (ранне-хвалынская)	D. segastodonta D. platytrigonoides D. obel D. rotunda	нижний нижнехвалынский	ранний позднехвалынский D. platytrigonoides			Долна Нижний Волг, Сероглазиева, Датские по бережью, Шуга-Озень
		Среднехвалынский				classa (поздне-хвалынская)	D. segastodonta D. platytrigonoides	средний среднехвалынский	поздний позднехвалынский D. segastodonta-D. platytrigonoides			Долна Нижний Волг, Сероглазиева, Датские по бережью, Шуга-Озень
		Нижнехвалынский				trigonoides (ранне-хвалынская)	D. segastodonta D. platytrigonoides D. obel D. rotunda	нижний нижнехвалынский	ранний позднехвалынский D. platytrigonoides			Долна Нижний Волг, Сероглазиева, Датские по бережью, Шуга-Озень
Плейстоцен	Средний	Урунджикский				classa (урунджикская)	D. segastodonta D. platytrigonoides D. obel D. rotunda	верхний верхнехвалынский	поздний позднехвалынский D. segastodonta-D. platytrigonoides			Долна Нижний Волг, Сероглазиева, Датские по бережью, Шуга-Озень
		Болнинский				classa-catulus (болнинская)	D. segastodonta D. platytrigonoides D. obel D. rotunda	нижний нижнехвалынский	ранний позднехвалынский D. platytrigonoides			Долна Нижний Волг, Сероглазиева, Датские по бережью, Шуга-Озень

Условные обозначения в табл. 5.1

Основной таксономической единицей региональных биостратиграфических схем является биостратиграфическая зона – совокупность отложений, которая охватывает полный стратиграфический интервал распространения таксона [Стратиграфический кодекс, 1992]. Каспийский плейстоцен представляет собой *биозону* Didacna. По временному развитию в ней фауна зона разделяется на шесть *подзон*, составляющих биостратиграфическое основание для выделения главной региональной стратиграфической единицы – *горизонта* (или *региоруса*). Ему отвечают совокупности пород, сформировавшиеся в определенном этапе геологической истории региона, который нашел отражение в особенностях осадконакопления и в смене фауны, населявших Каспий. Выделяются бакинский, урунджикский, нижнехазарский, верхнехазарский, хвалынский и новокаспийский горизонты. По палеогеографическому содержанию горизонты отвечают трансгрессивным эпохам в истории Каспия: бакинской, урунджикской, раннехазарской, позднехазарской, хвалынской и еще не завершившейся новокаспийской эпохе, образовавшим в регионе комплексы отложений, наполненные своеобразным палеонтологическим содержанием – фаунами моллюсков.

Более дробная биостратиграфическая единица – *интервал-зона* – является основой для выделения *подгоризонтов*. В палеогеографическом отношении они соответствуют крупным трансгрессивным стадиям, отделенным регрессиями, в составе трансгрессивных эпох, отраженным в строении осадков и охарактеризованным отличными друг от друга комплексами моллюсков, являющимися составными частями фауны. В составе бакинского и урунджикского горизонтов подгоризонты не выделяются. Нижнехазарский горизонт мы расчленяем на нижний, средний и верхний подгоризонты, охарактеризованные соответствующими фаунистическими комплексами.

Верхнехазарский горизонт расчленяется на нижний и верхний подгоризонты, включающие соответственно ранний и поздний позднехазарские комплексы. Хвалынский горизонт подразделяется на нижнехвалынский и верхнехвалынский подгоризонты, охарактеризованные комплексами моллюсков – раннехвалынским и позднехвалынским соответственно. В составе новокаспийского горизонта подгоризонты не выделяются.

Более мелкое стратиграфическое подразделение – *слои* – выделены нами на основе содержащихся в них подкомплексов моллюсков. Мы выделяем: для бакинского горизонта – ниже- и верхнебакинские слои, для урунджикского – ниже- и верхнеурунджикские слои, для новокаспийского – нижние, средние и верхние (современные) слои. Для слоев определены характерные виды. Еще более дробные стратиграфические единицы – *пачки* – выделены в составе отдельных подгоризонтов (например, нижнехвалынского) или слоев (например, средних новокаспийских). Они охарактеризованы малакофаунистическими сообществами, отражающими низкочастотные осцилляции бассейна, выраженные в разнообразных фациях.

Черноморский регион. Морские плейстоценовые и голоценовые отложения Черноморского региона, в отличие от Каспийского, содержат раковины моллюсков, представляющие разновозрастные фауны, основу которых составляют моллюски разных экологических групп: пресноводной, солоноватоводной и морской. Выделены *фауны*: солоноватоводная чаудинская (ch), смешанная солоноватоводно-морская эвксино-узунарская (eu-uz), морская

карангатская (kg), солоноватоводно-морская новоэвксино-черноморская (пеу-с), отражающие крупные палеогеографические эпохи в развитии Черноморского бассейна [Андрусов, 1905; Архангельский, Страхов, 1938; Невесская, 1963, 1965; Федоров, 1963, 1978; Янина, 2009 и др.]. Так же, как и для фаун Каспийского региона, установлен ранг составляющих их фаунистических группировок.

В составе фаун установлены *фаунистические комплексы*, характеризующие разновозрастные пачки отложений, отвечающие отдельным стадиям развития бассейна: в чаудинской – раннечаудинский и позднечаудинский, в эвксино-узунларской – древнеэвксинский, узунларский и ашейский (по А.Б. Островскому [1968]), в карангатской – карангатский и тарханкутский (по Л.А. Невесской [1963]); новоэвксино-черноморская фауна представлена новоэвксинским и черноморским комплексами. Большинство фаунистических комплексов включает *подкомплексы*: раннечаудинский – ранний (гурийский) и поздний, характеризующий максимальный уровень бассейна; позднечаудинский – собственно позднечаудинский; бакинский, отвечающий эпохе поступления каспийских вод в чаудинский бассейн; и эпичаудинский (по П.В. Федорову [1978] или караденизский (по А.Л. Чепалыге [1980]), включающий средиземноморские виды, свидетельствующие о вторжении морских вод; древнеэвксинский – древнеэвксинский солоноватоводный и палеоузунларский полуморской; узунларский – эвксинский солоноватоводный и узунларский полуморской; ашейский – поздний эвксинский солоноватоводный и ашейский полуморской, закономерность распространения видов моллюсков в которых аналогична предыдущим. В составе карангатского комплекса выделяются тобечикский (по Л.А. Невесской [1963]) подкомплекс с обедненной средиземноморской малакофауной и собственно карангатский (эльтигенский), охарактеризованный обилием средиземноморских, в том числе и стеногалинных, видов, отражающий эпоху широкого поступления средиземноморских вод в черноморскую котловину. Новоэвксинский комплекс включает три подкомплекса, отражающих: начало регрессии (каркинитский с редкими эвригалинными морскими элементами, выделенный Л.А. и Е.Н. Невесскими, [1961]), максимально низкого положения уровня сильно опресненного бассейна (ранний новоэвксинский) и новоэвксинской трансгрессии с инвазией в бассейн каспийской хвалынской фауны (поздний новоэвксинский).

В составе черноморского комплекса выделяются древнечерноморский (этап незначительного распространения средиземноморских видов) и новочерноморский (широкое развитие в Черном море эвригалинных и умеренно стеногалинных средиземноморских видов) подкомплексы [Федоров, 1963]. В составе древнечерноморского подкомплекса установлены бугазское и витязевское фаунистические сообщества; в новочерноморском – каламитское и джеметинское [Невесская, 1963]; они отражают степень развития в бассейне представителей средиземноморской малакофауны. Азовский фаунистический комплекс включает три подкомплекса: древнеазовский, казантипский и новоазовский [Невесская, 1963], также отражающие степень распространения средиземноморских моллюсков в Азовском море. Отдельные районы Черноморского региона в распространении видов имеют особенности, отраженные в *фаунистических ассоциациях* в составе комплексов. В своем распространении по площади региона комплексы сравнительно устойчивы.

Моллюски рода *Didacna* в составе плейстоценовых фаун Понта представлены плиоценовыми реликтами и плейстоценовыми дидакнами, в состав которых входят виды черноморского и каспийского происхождения (табл. 5.3).

Таблица 5.3
Фауны, фаунистические комплексы и подкомплексы плейстоцена Понта и содержание
в них дидакт

Виды (подвиды)	происхождение	Фауны, фаунистические комплексы, подкомплексы																		
		ch					eu-uz					kg			ne-č					
		ch ₁		ch ₂			deu		uz		ash		kg		th	neu			č	
		ch ₁ ¹	ch ₁ ²	ch ₂	b	krd	eu ₁	puz	eu ₂	uz	eu ₃	ash	tb	kg		krc	neu ₁	neu ₂	dč	nč
<i>D. (Tsch.) tschoudae</i>	P																			
<i>D. (Tsch.) guriana</i>	P																			
<i>D. pleistopleura</i>	P																			
<i>D. plesiochora</i>	P																			
<i>D. pseudocrassa</i>	Ч																			
<i>D. baericrassa</i>	Ч																			
<i>D. supsae</i>	Ч																			
<i>D. guriensis</i>	Ч																			
<i>D. tamanica</i>	Ч																			
<i>D. olla</i>	Ч																			
<i>D. parvula</i>	K																			
<i>D. rudis rudis</i>	K																			
<i>D. r. subvulgaris</i>	K																			
<i>D. rudis euxinica</i>	K																			
<i>D. carditoides</i>	K																			
<i>D. catillus</i>	K																			
<i>D. catillus devexa</i>	K																			
<i>D. catillus-rudis</i>	K																			
<i>D. eulachia</i>	K																			
<i>D. lindleyi derupta</i>	K																			
<i>D. pallasi</i>	K																			
<i>D. subpyramidata</i>	K																			
<i>D. borisphenica</i>	Ч																			
<i>D. pontocaspia</i>	Ч																			
<i>D. pont. tanaitica</i>	K																			
<i>D. uzunlarica</i>	Ч																			
<i>D. tschepalygae</i>	Ч																			
<i>D. poratica</i>	Ч																			
<i>D. raricostata</i>	Ч																			
<i>D. akchaena</i>	Ч																			
<i>D. nalivkini</i>	K																			
<i>D. ex gr. protracta</i>	K																			
<i>D. subprotracta</i>	K																			
<i>D. ultima</i>	Ч																			
<i>D. subcatillus</i>	K																			
<i>D. symmetrica</i>	K																			
<i>D. ex gr. crassa</i>	K																			
<i>D. danubica</i>	Ч																			
<i>D. cristata</i>	K																			
<i>D. ex gr. ebersini</i>	K																			
<i>D. moribunda</i>	K																			

P – реликтовые виды; Ч – виды черноморского происхождения; K – каспийского происхождения

Дидакны образуют основной состав солоноватоводных комплексов и подкомплексов чаудинской и эвксино-узунларской фаун. В составе полуморских подкомплексов, завершающих развитие этих фаун, дидакны имеют подчиненное значение. В морской карангатской фауне они встречаются редко, территориально ограничиваясь опресненными участками моря. Еще более редко моллюски этого рода в составе слабо солоноватоводного новоэвксинского комплекса. В черноморском комплексе дидакн, очевидно, нет.

Биостратиграфическая (экостратиграфическая) схема черноморского плейстоцена построена, по аналогии с каспийской, на выделенных фаунистических сообществах разного иерархического уровня. Ее особенностью является использование видов рода *Didacna* при стратиграфическом расчленении всего плейстоцена, что имеет значение для корреляции отложений и событий Понто-Каспия (табл. 5.4 [Янина, 2009]). Черноморский плейстоцен представляет собой, как и каспийский, одну *биозону (генозону)* – отложения времени существования моллюсков рода *Didacna*, прерываемого вторжением

Биостратиграфическая схема плейстоцена Понта показывает, что моллюски рода *Didacna* заключены практически во всех его подразделениях. Они являются руководящими или характерными видами для горизонтов и подгоризонтов, представляющих отложения бассейнов каспийского типа – чаудинского и эвксино-узунларского, охватывающих нижний и средний плейстоцен, и являются надежной основой для корреляции отложений Понто-Каспия. Верхнеплейстоценовые горизонты и подгоризонты содержат дидакны в ограниченном количестве, но это не умаляет их важнейшей стратиграфической и корреляционной роли.

Маньч. Анализ распространения малакофауны в плейстоценовых отложениях Маньчской депрессии, служившей проливом между Каспием и Понтом [Федоров, 1978; Попов, 1983], показал, что самой древней фауной, заключенной в отложениях этого возраста, является бакинская, по составу соответствующая позднебакинскому подкомплексу Каспийского бассейна, включающая также редкие раковины руководящего позднечаудинского вида *Didacna pseudocrassa*.

В составе среднеплейстоценовых малакофаунистических сообществ Маньча можно выделить эвксино-раннехазарскую фауну, включающую представителей раннехазарской фауны Каспия и эвксино-узунларской фауны Понта. Среди дидакн – характерные для раннехазарской фауны Каспия *Didacna subpyramidata*, *D. paleotrigonoides*, *D. nalivkini*; руководящий для эвксино-узунларской фауны вид *Didacna pontocaspia*. Особо следует отметить довольно многочисленные находки раковин последнего вида как в осадках Маньчской долины, так и в хазарских отложениях северной области Каспия, что, очевидно, свидетельствует о двусторонней связи между бассейнами Каспия и Понта в среднем плейстоцене. В составе фауны выделяются два разновозрастных фаунистических комплекса: ранний и поздний эвксино-раннехазарские. Видовой состав комплексов близок, однако, между толщами, содержащими их представителей, наблюдается стратиграфический перерыв.

Представители карангатской фауны Понта – *Cerastoderma glaucum*, *Paphia senescens*, *Ostrea edulis*, *Loripes lacteus*, *Chlamys glabra* и позднехазарской фауны (гирканский комплекс) Каспия – *Didacna subcatillus*, *D. cristata*,

Таблица 5.4.

Региональная биостратиграфическая (жостратиграфическая) схема морского плейстоцена Черноморского региона

Общая стратиграфическая шкала	Биозона	Горизонт	Фауна	Подгоризонт	Фаунистический комплекс	Тип фауны				Солоноватоводная фауна				Морская фауна		Слои	Фаунистический подкомплекс	Пачки	Фаунистическое сообщество	Род Didacna характерные виды
						морской	солоноватоводный	слабо солоноватоводный	водный	пресноводный	плинцевые	черноморские эндемик	каспийские всеелцы	стенная	завиляная					
плейстоцен	голоцен	карантагский	карантагская	завкино-черноморский	Cerastoderma-Chione-Mytilus											новочерноморские	Chione-Mytilus	Джаметинская	Pitar-Divaticella	
																		капаянская	Chione-Mytilus	
		карантагский	завкино-черноморский	завкино-черноморский	Monodactylus-Dreissena											древнечерноморские	Cerastoderma-Abra-Monodactylus	византийская	Cerastoderma-Abra	D. ebersini ?
																верхние новозавкинские	Monodactylus caspia	бузская	Cerastoderma-Monodactylus	
плейстоцен	верхний	карантагский	завкино-черноморский	завкино-черноморский	Cerastoderma-Mytilaster											нижние новозавкинские	Dreissena polymorpha			D. ebersini
																верхние новозавкинские	Dreissena polymorpha			
		карантагский	завкино-черноморский	завкино-черноморский	Cerastoderma-Mytilaster											каркинитские	Cerastoderma-Dreissena			D. cristata, D. subcaillat
плейстоцен	верхний	карантагский	завкино-черноморский	завкино-черноморский	Cerastoderma-Mytilaster											карантагские	Cardium tuberculatum Paphia			D. pontocaspia D. borispheica
																тобечинские	Cerastoderma-Mytilaster Paphia senescens			

D. delenda, *D. cf. parallella* заключены в отложениях, находящихся в сложном взаимоотношении. Осадки с карангатскими видами распространены вплоть до водораздела Восточного и Западного Манычей; здесь они, взаимопроникая, переслаиваются с гирканскими отложениями; перекрывается толща гирканскими образованиями [Попов, 1983]. Залегающие выше буртасские озерные отложения охарактеризованы пресноводной малакофауной.

Хвалынская фауна включает руководящие и характерные виды дидакн раннехвалынского комплекса Каспия *Didacna protracta*, *D. ebersini*, реже встречаются *D. parallella*, *D. subcatillus*. В ее составе выделяются две малакофаунистические группировки, представители которых залегают на разных стратиграфических уровнях. Ранний подкомплекс (абескунский, согласно Горецкому [1966]), распространенный в отложениях, залегающих непосредственно выше буртасских, включает в основном редкие раковины *Didacna ebersini* и слабо солоноватоводных видов. Подкомплекс характеризует осадки первой (эрозионной) фазы функционирования пролива, отвечающей максимальному уровню хвалынской трансгрессии. Более поздний подкомплекс, включающий, наряду со слабо солоноватоводными видами, *Didacna ebersini* и *D. protracta*, заключен в отложениях террасы высотой около 20-22 м, образованной хвалынской ингрессией второй фазы (аккумулятивной) функционирования пролива. В голоценовых отложениях Манычской долины представители фаун Понто-Каспия не обнаружены.

5.2.3. Палеогеографические реконструкции и корреляции

Малакофаунистический анализ плейстоценовых и голоценовых отложений Понто-Каспийского региона, дополненный результатами их комплексного изучения, позволил реконструировать историю развития каспийских и азово-черноморских бассейнов в новейший этап геологической истории Земли. Основой для реконструкции событий и их корреляции послужили биостратиграфические (экостратиграфические) схемы Каспия, Понта и Маныча.

Горизонты биостратиграфических (экостратиграфических) схем, как отмечалось выше, по палеогеографическому содержанию отвечают крупным трансгрессивно-регрессивным эпохам в истории Каспия и Понта, образовавшим в регионах комплексы отложений, наполненные своеобразным палеонтологическим содержанием – фаунами моллюсков. Состав фаун и особенности распространения входящих в них видов позволяют реконструировать палеогеографические условия бассейнов. В качестве примера приведем реконструкцию одного из позднеплейстоценовых бассейнов – хвалынского.

Хвалынская трансгрессия характеризовалась самым значительным повышением уровня в плейстоценовой истории Каспия. Следы развития хвалынского моря отмечаются на всех его побережьях. Особенно четко в рельефе прослеживается уровень максимального стояния хвалынского моря, располагающийся, за некоторым исключением, на отметках 46-50 м (абс.) по всему периметру древнего бассейна. Почти все исследователи Каспия пришли к заключению о двух хвалынских трансгрессиях (трансгрессивных стадиях) – ранне- и позднехвалынской, разделенных енотаевской регрессией [Федоров, 1957, 1978; Рычагов, 1997; Свиточ, 1991; Свиточ, Янина, 1997 и другие].

Раннехвалынская трансгрессивная стадия в свой максимум достигала абсолютных отметок 48-50 м. Бассейн заселила сравнительно бедная малакофауна, корни которой прослеживаются в более древнем (гирканском) водоеме. Широкое распространение в раннехвалынском бассейне получило ограниченное число видов. В нем расселились *Didacna parallella*, *D. protracta*, *D. ebersini*, *D. cristata*, *D. zhukovi*. Более редко встречались *D. subcatillus*, *D. vulgaris*, *D. praetrigonoides*; причем *D. subcatillus* и *D. praetrigonoides* в малых количествах обитали почти во всех прибрежных областях, а *D. vulgaris*, *D. umbonata*, *D. pallasii* существовали только в его восточных областях в благоприятных для них экологических нишах (рис. 5.3 [Янина, 2005]). Отличают малакофауну тонкостворчатые раковины, часто небольших размеров. Ее ви-



Преобладающие виды: ■ *Didacna parallella*
▲ *D. ebersini* ■ *D. protracta* △ *D. cristata*
● *D. zhukovi* • *D. subcatillus*

Рис. 5.3. Ассоциации раннехвалынских дидакн

довой состав свидетельствует о солености в целом для бассейна более низкой, нежели в более древних (бакинских, урунджикском и хазарских) плейстоценовых бассейнах, и современном Каспии. Однако распределение солености по площади бассейна и ее ход во времени в его различных природных областях были различными. Об этом свидетельствует разнообразие раннехвалынских малакофаунистических ассоциаций (табл. 5.5).

Распространение *D. protracta* и *D. ebersini* приурочено в основном к территории Северного Каспия. Судя по нынешнему распространению *D. protracta*, этот вид предпочитает относительно холодные воды, обитая как на мелководье, так и на приглубых участках дна у восточных берегов Среднего Каспия. Вероятно, аналогичные условия существовали на основной акватории Северного Каспия, где соленость превышала современную на 3-4‰. Его периферию освоил другой вид дидакн – *D. ebersini*, судя по его маленьким размерам и тонкостенности, сумевший приспособиться к самым опресненным (6-7‰) и холодноводным районам Северного

Каспия. Подобная закономерность отмечается для всех древних каспийских бассейнов: мелкие тригоноидные дидакны занимали их наиболее опресненные ниши. Катиллоидные формы приспособлены к плохой аэрации среды, и именно они осваивали илистые грунты в древних бассейнах.

Детальный анализ [Менабде и др., 1991] хвалынских моллюсков Нижнего Поволжья позволил достаточно полно реконструировать ход изменения солености раннехвалынского моря во время его трансгрессивно-регрессивного развития (табл. 5.6). В начальный (ингрессивный) этап трансгрессии соленость Каспия в районе Нижнего Поволжья была 3-5‰. Это оптимальные условия для многочисленных в то время форм *Dreissena polymorpha*, *Adacna*

Таблица 5.6.
Подкомплексы раннехвалынского фаунистического комплекса Нижнего Поволжья

Виды моллюсков		Нижнехвалынские отложения					
		1	2	3	4	5	6
<i>Didacna protracta</i>							
<i>D. protracta media</i>							
<i>D. ebersini</i>							
<i>D. parallella borealis</i>							
<i>D. delenda</i>							
<i>D. praetrigonoides</i>							
<i>Dreissena rostriformis distincta</i>							
<i>Dr. polymorpha</i>							
<i>Adacna vitrea</i>							
<i>Hypanis plicatus</i>							
<i>Monodacna caspia</i>							
Подком	<i>Didacna ebersini</i>						
плексы	<i>D. parallella-D. protracta</i>						
дидакн	<i>D. ebersini</i>						

Условные обозначения в табл. 5.1.

vitrea var. *minima*. По мере развития трансгрессии минерализация вод увеличилась до 6-8‰. Именно при такой солености начинается угнетение моллюсков *Dreissena polymorpha* и получают развитие *Monodacna caspia* и *Didacna ebersini*. При перерастании ингрессии в масштабную трансгрессию происходил дальнейший рост солености хвалынского моря. Сначала она поднялась примерно до 9-10‰ (оптимальные условия для *Didacna ebersini* и *Monodacna caspia*), в максимум трансгрессии достигла 12-13‰ (оптимальные условия для *Didacna protracta* и *Dreissena rostriformis distincta*). С началом регрессии соленость бассейна вновь стала падать, что отмечено появлением в разрезах слабо солоноватоводных видов *Dreissena polymorpha* *Hypanis plicatus* и широким распространением *Monodacna caspia*, *Didacna ebersini*. На регрессивном этапе развития раннехвалынского моря соленость его вод, по-видимому, упала до 4-5‰, и в осадках вновь доминирует вид *Dreissena polymorpha*, для которого эта величина солености является верхним пределом существования, а для *Didacna ebersini* - нижним.

На каждом этапе развития хвалынского моря его соленость снижалась от открытой акватории к приустьевым частям рек. Результаты малакофаунистического анализа находятся в согласии с микрофаунистическими данными. Г.И. Кармишина и В.М. Седакин [1978] описали в низах хвалынских отложений солоноватоводные и пресноводные остракоды, а в их средней части – только солоноватоводные. Н.Н. Найдиной [1976] в осадках максимального распространения раннехвалынской трансгрессии определен комплекс остракод, близкий по составу современному, выше по разрезу количество пресноводных видов увеличивается.

Вид *D. parallella* был распространен в сравнительно приглубых западных предгорных районах на хорошо аэрируемых песчаных грунтах. Заметная тонкостенность раковин, по-видимому, также свидетельствует о пониженной солености воды (около 11‰) и их более низких температурах по сравнению с древними бассейнами и нынешним Каспием. На глинистом субстрате появ-

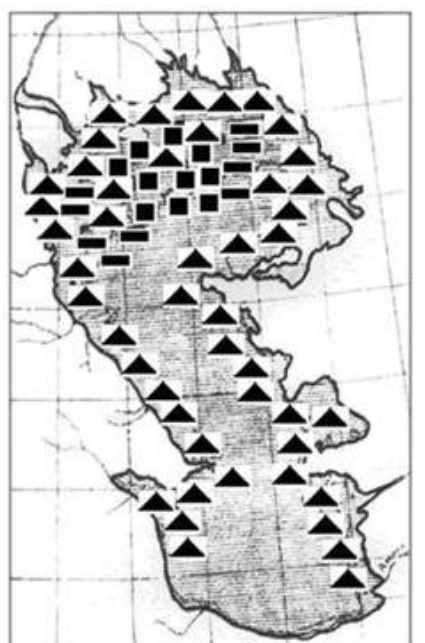
лялись *D. subcatillus*, что еще раз подтверждает приспособленность катиллоидных форм к обитанию на мягких грунтах в неблагоприятном кислородном режиме. Господство в восточных районах Каспия *D. cristata* и *D. zhukovi* приурочено к разным районам: вблизи дельты обитали *D. cristata*, на открытых площадях моря в удалении от дельты – *D. zhukovi* [Невесская, 1958]. Соленость была ниже современной – около 10-11‰.

Предполагаемые по габитусу малакофауны низкие температуры бассейна, увеличившиеся на завершающих этапах его развития, подтверждаются палинологическими материалами. Так, в бассейне р. Урал раннехвалынская эпоха отмечена максимальным для всего позднего плейстоцена развитием лесных массивов [Яхимович и др., 1986]. В начале ранней хвалыни в хвойных лесах доминировали ели, роль которых во вторую половину этого времени сократилась. На западном побережье Каспия нижнехвалынские отложения в основании разреза содержат обильную пыльцу древесных пород (дуб, вяз, ольха, береза, клен, граб, липа, сосна, ель) [Абрамова, 1974]. Для более высоких горизонтов разреза характерно преобладание пыльцы травянистой (доминант - маревые) и кустарничковой растительности. Среди пыльцы древесных пород присутствует пыльца сосны, ели, березы, ольхи, дуба и лапины. К концу раннехвалынской эпохи климат стал более мягким.

Позднехвалынская трансгрессивная стадия в период своего максимального развития имела уровень около 0 м абс. высоты. Состав дидакн, расселившихся по площади бассейна, мало отличался от раннехвалынского. Основным его отличием было господство *D. praetrigonoides*, в раннехвалынском бассейне занимавшего лишь незначительные биотопы. На последних этапах

существования позднехвалынского моря в нем появляются редкие *D. trigonoides*, *D. crassa*, *D. pyramidata*. Параметры водной среды в позднехвалынском бассейне были, очевидно, более стабильны и однородны, чем в раннехвалынском. Во всех природных областях здесь широко расселились *Didacna praetrigonoides*, причем в Среднем и Южном Каспии наблюдалось господство этого вида; в Северном Каспии наряду с *D. praetrigonoides* существенную роль в биоценозах играли *D. parallella* (северо-западный сектор, придельтовые районы Волги и Урала), *D. protracta* (центральная часть Северного Каспия), *D. parallella* и *D. vulgaris* (северо-восточный сектор) (см. табл. 5.5, рис. 5.4 [Янина, 2005]). По материалам К.Н. Глазуновой [1971] на восточном шельфе Среднего Каспия на алевролитах и алевролитистых илах в позднехвалынское время обитали многочисленные формы *D. protracta protracta* и *Dreissena rostriformis distincta*, единичные *Hypanis plicatus*. В прибрежной зоне было развито сообщество с *Didacna praetrigonoides* и *D. subcatillus*. Соленость позднехвалынского бассейна в целом была несколько выше раннехвалынского – 11-12‰; в прибрежных районах Северного Каспия уменьшалась до 3-4‰.

Относительное обилие моллюсков в бассейне, по-видимому, объясняется более благоприятными условиями для их жизни, в частности, более высокой температурой воды по сравнению с раннехвалынским бассейном. Об этом свидетельствуют и крупные более массивные раковины позднехвалынских видов. Благоприятное влияние на жизнь моллюсков, видимо, оказывала хорошая вертикальная циркуляция вод. Состав фораминифер [Янко, 1989] говорит о более высокой солености, чем в раннехвалынском бассейне – о ее



Преобладающие виды: ■ *Didacna protracta*
 ▲ *D. praetrigonoides*, ■ *D. parallella*

Рис. 5.4. Ассоциации позднечвалынских дидакн

увеличении до 12-14%. Повышение температуры воды косвенно подтверждается данными спорово-пыльцевого анализа [Абрамова, 1974; Яхимович и др., 1986], свидетельствующими об общем потеплении в регионе.

Аналогичным образом, опираясь на сведения об условиях обитания родственных видов в современных бассейнах (метод актуализма), а также на сравнительный анализ фаун, реконструированы параметры водной среды всех плейстоценовых бассейнов Понто-Каспия (табл. 5.7 [Янина, 2009]). Сравнительный анализ фаун Каспия и Понта, включающих одни и те же виды дидакн, дал возможность провести корреляцию между бассейнами Каспия и Понта. Материалы малакофаунистического анализа Маныча подтвердили ее. Анализ площадного распространения представителей каспийской и черноморской фаун в отложениях древнего Манычского пролива показал направление миграций моллюсков, одностороннее или же дву-

стороннее сообщение между бассейнами.

Каспий большую часть плейстоцена был бессточным водоемом. Пятикратно (в бакинскую, дважды в раннехазарскую трансгрессивную эпоху, в позднехазарскую (гирканскую) и в раннехвалынскую трансгрессивные стадии) возникал сток в Понт через Манычский пролив. По-видимому, отмечалось поступление эвксинских вод в раннехазарский бассейн Каспия. Бассейны Понта в плейстоцене периодически существовали в проточном, сточном и бессточном режимах. Проточные условия возникали в солоноватоводных бассейнах в эпохи поступления в них каспийских вод по Манычскому проливу и сброса по Босфору в Мраморное море. Проточными были позднечваудинский, эвксинские и новозэвксинский бассейны. Сточным (сток по Босфору) был режим солоноватоводных водоемов, не принимавших воды Каспия: раннечваудинского, древнеэвксинского, начальных фаз эвксинского, позднеэвксинского и новозэвксинского бассейнов.

Двусторонний водообмен с Каспием, вероятно, существовал лишь в эвксино-узунларскую эпоху. Притоком средиземноморских вод было вызвано развитие морских (карангатский) и полуморских (карадениз, палеоузунларский, узунларский, ашейский и черноморский) бассейнов.

Каспийское море в течение плейстоцена представляло солоноватоводный водоем с относительно небольшими колебаниями солёности – не более 6-7‰. Обширные трансгрессивные бассейны отличались несколько пониженной солёностью в целом для водоемов (с разным ее ходом внутри них: в Северном Каспии отмечалось увеличение солёности в трансгрессивные эпохи, в котловинах Среднего и Южного Каспия – уменьшение), а «малые» трансгрессии внутри регрессивных эпох (урунджикская, позднехазарская, новокаспийская) – самой высокой среди каспийских трансгрессий солёностью. Резкой смены условий солёности бассейнов не было.

Таблица 5.7. Плейстоценовые бассейны Понто-Каспия

Вре мя	Каспийское море	Азовское море	Черное море
Голоцен	Новокаспийский солончатоводный (11-13‰, тепловодный; уровень до -19 м; изолированный) Мангышлакская регрессия (от -50 до -70 м)	Азовский полуморской опресненный (до 15 ‰), тепловодный; связь с Черным морем ←	Черноморский полуморской (18-20‰), тепловодный; уровень до +2 м; ограниченная связь со Средиземным морем <i>Cerastodema, Chione, Mytilus</i> и др. ←
	Позднехвалынский солончатоводный (11-12‰); умеренно тепловодный; уровень до 0 м; изолированный Енотаевская регрессия (от -45 до -110 м)	Регрессия	Новозвксинский солончатоводный опресненный (5-7‰), холодноводный; уровень до -30-20 м; сток в Мраморное море, приток из Каспия →
Поздний плейстоцен	Раннехвалынский солончатоводный (10-12‰), холодноводный; уровень до 50 м; сток в Понт →		Новозвксинский регрессивный (до -150 м); пресноводный, холодноводный; изолированный
	Ахтубинско-ательская регрессия; -120 — -140 м	?	Сурожский ? умеренно тепловодный; уровень до -25 м
		Посткарангатская регрессия (до -100 м)	
	Гирканский Солончатоводный, умеренно тепловодный; сток в Понт <i>D. cristata, D. subcatillus</i> →		Тарханкутский морской опресненный (14-16‰); уровень до -25 м
		Регрессивная стадия; приток из Каспия	
	Регрессия	Карангатский морской опресненный, тепловодный; приток из Черного моря; глубокая ингрессия по Манычу ←	Карангатский морской (до 30‰), тепловодный; уровень до +7 м; приток из Средиземного моря <i>Cardium tuberculatum, Ostrea</i> и др. ←
	Позднелазарский солончатоводный (12-14‰), тепловодный; уровень до -10 м; изолированный		Тобечинский морской опресненный (до 20‰); приток из Средиземного моря <i>Cardium, Paphia, Mytilus</i> и др. ←
Средний плейстоцен	Регрессия	Регрессия	
	Раннелазарский поздний солончатоводный (10-11‰), умеренно тепловодный и холодноводный, ингрессия в Манычу	Позднелазарский ? в основном солончатоводный; приток из Каспия; водообмен с Черным морем; ингрессия по Манычу <i>D. pallasi, D. subpyramidalis, D. naliukini</i> →	Ашейский морской опресненный (17-18‰), тепловодный; приток из Средиземного моря <i>Cerastodema, Mytilaster</i> ←
	Раннелазарский средний солончатоводный (7-10‰), холодноводный; уровень до 35-40 м →		Позднелазарский солончатоводный (12-13‰); холодноводный и умеренно тепловодный; приток из Каспия; сток через Босфор →

Средний плейстоцен		Регрессия	
	Регрессия	Узунларский морской сильно опресненный (12-13‰), тепловодный; водообмен с Черным морем	Узунларский морской опресненный (15-16‰), тепловодный; приток из Средиземного моря. <i>Cerastodema, Chione</i>
	<i>D. pontocaspia</i> Раннехазарский ранний солонатоводный (7-10‰), холодноводный; периодически водообмен по Манычу	Эвксинский солонатоводный (9-10‰); холодноводный; приток из Каспия; водообмен с Черным морем <i>D. subpyramidata, D. pallasii</i>	Эвксинский солонатоводный (10-11‰); холодноводный и умеренно тепловодный; приток из Каспия; сток через Босфор
	Регрессия (до -75 м)	Регрессия	
	Урунджикский солонатоводный (15-16‰), тепловодный; уровень до -15 м; изолированный	Палеоузунларский опресненный морской (16-17‰), тепловодный; приток из Средиземного моря <i>Cerastodema, Chione, Paphia</i>	
		Древнеэвксинский солонатоводный (11-12‰); холодноводный и умеренно тепловодный; сток через Босфор	
	Регрессия	Регрессия	
		Чаудинско-бакинский солонатоводный; приток из Каспия; сток в Черноморскую котловину <i>Didacna rudis, D. catillus, D. eulachia, D. pallasii, D. cardioides, D. subpyramidata</i>	Карадениз полуморской (16-17‰), тепловодный; уровень близок современному; приток из Средиземного моря <i>Cerastodema, Abra, Chione</i>
	Позднебакинский солонатоводный (13-14‰), умеренно тепловодный; уровень до 20 м; сток в Понт	Позднечаудинский солонатоводный (12-13‰), умеренно тепловодный; отрицательный уровень; приток из Каспия; сброс через Босфор	
	Раннебакинский солонатоводный (8-9‰), холодноводный; изолированный		Регрессия
Ранний плейстоцен	Тюркянский регрессивный -150 (до -200) м; инверсия Матуяма-Брюнес		Раннечаудинский солонатоводный (9-10‰); отрицательный уровень; инверсия Матуяма-Брюнес

Примечание: цветом показана относительная соленость бассейнов – чем выше соленость, тем интенсивнее оттенок серого; стрелками показано направление стока и миграции малакофауны.

В Понте в течение плейстоцена происходила неоднократная смена бассейнов разного типа: практически пресноводного и опресненного солонатоводного (новоэвксинский), солонатоводного (чаудинские, древнеэвксинский и эвксинский), полуморского (карадениз, палеоузунларский, узунларский, ашейский, тобечикский, тарханкутский, черноморский) и морского (карангатский). Размах колебаний солености составил около 30%.

Каспийские бассейны в плейстоцене были заселены солонатоводной фауной немногочисленных родов: среди двустворчатых моллюсков два семейства – кардииды (четыре рода) и дрейссены (один род). Кардииды, за исключением эвксинского вида *Didacna pontocaspia*, являются каспийскими автохтонами. В приустьевых районах была велика примесь пресноводных

элементов. Лишь в голоцене в Каспии распространился эвригалинный средиземноморский вид *Cerastoderma glaucum*, а уже в наше время антропогенным путем занесены *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*. Наши исследования показали, что резких скачков в развитии фауны при переходе от одного бассейна к другому не было. Формирование элементов каждой фауны прослеживается в предыдущих (более древних) фаунах. Во время регрессий они претерпевали эволюционные изменения, появлялся ряд новых видов, но этот процесс был достаточно постепенным. Примечательно, что именно в выделенных нами «малых трансгрессиях» (урунджикской, позднехазарской, новокаспийской), с отрицательными отметками уровня, которые по существу являются регрессивными бассейнами, развивались переходные фауны: в урунджикской завершено существование большей части бакинских элементов и началось развитие раннехазарских; в позднехазарской (гирканский комплекс) фауне появились и стали достаточно активно развиваться элементы хвалынской фауны. Новокаспийская фауна включает как представителей хвалынской, так и, очевидно, будущей фауны Каспийского бассейна. Вероятно, что при новом значительном подъеме уровня моря широкое распространение получают не все современные виды, уже сейчас среди дидакн отмечается некоторое увеличение количества тригоноидных форм. Правда, существенные коррективы в процесс распределения моллюсков и их численность в современном Каспии вносит антропогенный фактор.

В черноморских бассейнах обитала фауна разных типов – от пресноводного до морского. Солоноватоводные бассейны характеризовались двустворчатými кардидами и дрейссенами. Наряду с видами черноморского происхождения в позднечаудинском, древнеэвксинском и эвксинском бассейнах были распространены каспийские моллюски, проникшие в них по Манычскому проливу. Новозэвксинский бассейн в максимум регрессии был заселен пресноводными моллюсками, которые сменились с развитием трансгрессии слабо солоноватоводными видами каспийского происхождения; очень редко в приманычском районе отмечались каспийские дидакны. На заключительных этапах существования солоноватоводных водоемов, в условиях превращения их в полуморские бассейны, появлялись эвригалинные средиземноморские моллюски. Полуморские бассейны были заселены в основном эвригалинными и умеренно эвригалинными, реже умеренно стеногалинными, средиземноморскими, а в опресненных районах – солоноватоводными моллюсками. Морской (карангатский) бассейн отличался средиземноморской фауной, в составе которой были стеногалинные виды, ныне в Черном море отсутствующие. В лиманах и опресненных эстуариях обитали редкие солоноватоводные виды.

Солоноватоводные моллюски рода *Didacna* в каспийских бассейнах обладали высокой скоростью видообразования и значительной изменчивостью, что в большой мере стимулировалось наличием трех обладающих различными условиями среды частей Каспия и их разобщением в эпохи регрессий. Дидакны Понта менее разнообразны и менее изменчивы, что объясняется, по-видимому, менее длительной историей их развития (каждый бассейн каспийского типа сменялся полуморским с вытеснением дидакн в ограниченные районы), а также большей однородностью условий в бассейнах, не стимулирующих видообразование.

Биоразнообразие малакофауны в Каспии определялось изменчивостью условий в бассейне – наибольшим видовым разнообразием отличался Северный Каспий, для которого характерно непостоянство условий существования биоты, обусловленное влиянием волжских вод. В плейстоценовых бассейнах Понта биоразнообразие моллюсков зависело от инвазии в них либо каспийских, либо средиземноморских элементов фауны. Наивысшим биоразнообразием отличался морской карангатский бассейн.

В температурном отношении в Каспии выделялись «холодные» и «теплые» трансгрессии. «Холодными» были самые обширные трансгрессивные бассейны; «теплыми» – «малые» трансгрессии. Все морские трансгрессии Понта были «теплыми»; наиболее холодными водами отличались регрессивные бассейны.

Различие палеогидрологического и палеоэкологического режимов бассейнов Каспия и Понта в плейстоцене связано со степенью изолированности водоемов, их связью с океаном (все морские и полуморские бассейны Понта имели сообщение со Средиземным морем, связь которого с Атлантическим океаном в плейстоцене не прервалась).

В плейстоценовой истории как Каспия, так и Понта, Манычский пролив играл существенную роль. В Каспии он осуществлял контроль уровня «холодных» трансгрессий. В Понте контролировал распространение на восток морских «теплых» бассейнов. Принимая воды каспийских трансгрессий и доставляя их в бассейны Понта, пролив способствовал увеличению их водной массы, изменению гидрологических, гидрохимических и экологических параметров, а также изменял фаунистический облик водоемов не только распространением в них каспийских видов, но и образованием новых видов и подвидов. На бассейнах Каспия сток вод по Манычу сказывался понижением их уровня, а также сбросом части солей в водоемы Понта. Предполагаемое поступление эвксино-узунарских вод в раннехазарский бассейн Каспия сказалось на акклиматизации в Северном Каспии черноморского вида дидакн; распространение в Северном Каспии крассоидных дидакн, возможно, является свидетелем некоторого увеличения здесь солености благодаря поступлению черноморских вод.

Таким образом, мы показали применение малакофауны солоноватоводных моллюсков для решения задач стратиграфического расчленения отложений, для палеогеографических реконструкций и корреляции событий в плейстоцене на примере Понто-Каспия. Солоноватоводная фауна используется для реконструкции таких палеогеографических событий как существование самого бассейна подобного типа, его относительного возраста, палеогидрологической и палеоэкологической обстановки, наличия связей (проливов) со смежными бассейнами. Внутрибассейновые и межбассейновые корреляции основаны на однотипности фаунистических группировок со сходными элементами, присутствии в них руководящих или характерных видов и последовательности их расположения в разрезе. Все выводы, полученные на основе обобщения результатов малакофаунистического анализа, проконтролированы или дополнены материалами комплексного изучения отложений Каспийского, Черноморского регионов и Манычской депрессии. Последнее является обязательным условием корректных палеогеографических реконструкций.

Кроме межбассейновых и внутрибассейновых корреляций солоноватоводную фауну можно использовать и для палеогеографических реконструкций шельф - материк. В этом случае последовательно рассматриваются сообщества моллюсков морских мелководий (шельфа) - авандельты - дельты - речной долины. При этом особенное внимание уделяется эвригалинным и эвритермным видам, проникающим из одной экологической ниши в другую. Рассмотрим современные сообщества мелководий Северного Каспия, авандельты, дельты и долины Волги. На мелководье многочисленны *Didacna trigonoides*, *D. barbotdemarnyi*, *Dreissena polymorpha*, *Adacna vitrea*, *Cerastoderma glaucum*. В зоне волжской авандельты из состава выпадают *Cerastoderma glaucum*, *Didacna barbotdemarnyi*, а остаются лишь виды, выдерживающие сильное опреснение (*Didacna trigonoides*, *Monodacna edentula*, *Adacna vitrea*), одновременно увеличивается количество пресноводных моллюсков (*Dreissena polymorpha*, *Planorbis*, *Viviparus* и др.). В дельте солоноватоводная фауна отсутствует (за исключением единичных *Monodacna edentula*, *Adacna vitrea*), здесь характерны пресноводные *Planorbis*, *Viviparus*, *Unio tumidus*, *Dreissena polymorpha*. Для верховьев дельты и волжской долины типичны пресноводные реофилы и стагнофилы (*Dreissena polymorpha*, *Viviparus duboisianus*, *Planorbis planorbis*, *Unio tumidus* и др.). Таким образом, "сквозной" формой, развитой во всех экологических зонах каспийского мелководья и волжской долины, является только *Dreissena polymorpha*. Эвригалинные солоноватоводные виды в своем развитии ограничены с севера районом авандельты, реже дельты, и указывают участки слабого периодического осолонения.

Интересные примеры корреляции палеогеографических событий устья Дуная и Черного моря приводятся по материалам изучения фауны К.Д. Михайлеску [1991]. Во время чаудинской трансгрессии Черного моря в устье Дуная существовали обширные лагуны, заселенные богатой фауной солоноватоводных моллюсков: *Tschaudia tschudaе*, *Didacna pseudocrassa*, *D. baericrassa*, *Dreissena tschudaе*, *Monodacna subcolorata* и др. Одновременно на опресненных участках устья долины развивалась теплолюбивая пресноводная фауна родов *Pseudounio*, *Crassiana*, *Viviparus*, *Potomida* и др.

5.2.4. Ограничения в использовании солоноватоводных моллюсков при палеогеографических реконструкциях

(1) Появление фауны, чуждой для конкретного бассейна и характерной для смежного, в настоящее время изолированного от него моря, не обязательно свидетельствует о наличии пролива между этими водоемами. Пример этому - появление и широкое расселение в новокаспийском бассейне черноморского моллюска *Cerastoderma glaucum*. Высокое положение Манычского порога и низкие уровни (существенно ниже нуля метров абсолютной высоты) Каспийского и Черного морей в эту эпоху исключают существование между ними водного сообщения.

(2) Среди каспийских дидакн не отмечается фаунистических ассоциаций, единых для всего бассейна. Очевидностью это положение стало лишь после появления монографического описания дидакн различных побережий [Невесская, 1958; Свиточ, 1967; Векилов, 1969; Янина, 1981, 2005] и их сравнительного анализа. Ассоциации древнекаспийских дидакн разных природ-

ных областей региона отличаются между собой не только соотношением в них одних и тех же видов, но и различиями видового состава (обычно за счет появления местных форм, отсутствующих в других районах), что может затруднить корреляцию разновозрастных палеогеографических событий.

(3) Определенным ограничением является значительная внутривидовая изменчивость дидакн, что может привести к неправильным определениям (а следовательно, и реконструкциям) неопытного специалиста. Обязательным условием для работы с солоноватоводными дидакнами в каком-либо районе региона является изучение всех коллекций, дающих полное представление о развитии вида в бассейне и его индивидуальной изменчивости в различных районах моря.

(4) Основное ограничение использования фауны дидакн для палеогеографических реконструкций определяется ограниченной площадью (Понто-Каспий) и ограниченным возрастным диапазоном (плейстоцен – голоцен) ее развития.

5.3. Пресноводные моллюски

5.3.1. Характерные черты пресноводной малакофауны

Пресноводная фауна представлена моллюсками двух классов - *Gastropoda* и *Bivalvia*, обитающими в самых разнообразных водоемах: стоячих и проточных, холодноводных и теплых, мелких и глубоких. В стоячих бассейнах обитают лимнофилы, предпочитающие медленно текущие и крупные стоячие водоемы (*Anodonta*, *Viviparus viviparus*, *Unio pictorum*, некоторые *Sphaerium*, *Pisidium*) и стагнофилы - "почитатели" прудов, луж и болот (легочные моллюски из семейства *Lymnaeidae*, *Planorbidae*, роды *Bithynia*, *Valvata*, большинство видов *Sphaerium*, *Pisidium*). Малакофауна озер прямо связана с их типологией (эвтрофный, олиготрофный, дистрофный типы). То же отмечается и для фауны прудов. В лужах обитают моллюски, приспособленные к их высыханию. Из болот моллюски предпочитают луговые осоковые, в сфагновых же болотах с кислой средой малакофауна отсутствует. В быстротекущих водных системах господствуют реофилы (*Crassiana*, *Unio*, *Dreissena*, *Fagotia*, *Melanopsis*, *Lithoglyphus*, некоторые виды *Viviparus*, *Anodonta*, *Sphaerium*), имеющие приспособления для существования в этой обстановке (мощные мускулы ноги - *Fagotia*, *Melanopsis*, *Lithoglyphus*; сильный биссус - *Dreissena*; толстые, плотно запирающиеся створки - все двустворчатые моллюски). На распространение малакофауны существенное влияние оказывает и характер грунта, интенсивность освещения, температура. Из химических факторов наиболее существенны растворенный в воде кислород, углекислота, гуминовые кислоты, окись кальция и магния.

Существенную роль в распределении пресноводной малакофауны играет географическое положение. В частности, отмечается обеднение состава фауны по направлению к высоким широтам, особенно в бореальной зоне. Так, в группе гастропод количество видов в направлении от Северного Причерноморья до Кольского полуострова уменьшается в два раза, что объясняется снижением продуктивности континентальных водоемов, связанным со специфическим температурным и химическим режимом бореальной и суб-

арктической зон [Жадин, 1952, 1961; Старобогатов, 1970; Михайлеску, Маркова, 1992]. Отдельную группу представляют пресноводные моллюски, приспособившиеся к обитанию в условиях повышенной (до 6 ‰) солености в дельтах, приустьевых участках рек, лагунах - *Theodoxus pallasi*, *Th. schultzei* и др.

Плейстоценовая пресноводная малакофауна относительно молодая - образовавшаяся в позднем кайнозое. Из 87 видов моллюсков, обитающих в пресноводных водоемах Русской равнины, один вид *Planorbis planorbis* появился в олигоцене, четыре вида этого семейства - в миоцене, 45 видов - в плиоцене, 35 - в начале четвертичного периода. Один вид (*Margaritana margaritana*) не известен в ископаемом состоянии [Козловская, 1961]. Относительная молодость современной пресноводной фауны, а также особенности распространения и обитания позволяют использовать ее для палеогеографических реконструкций.

5.3.2. Реконструкция палеогеографических событий

Анализ пресноводных моллюсков применяется для диагностики палеогеографических явлений и их качественной и количественной оценки. В частности, реконструируются существование пресноводного бассейна, его тип (река, озеро, болото и т.д.), границы, восстанавливается палеогидрологическая обстановка территории, гидрологические и климатические характеристики бассейнов, экологическая обстановка обитания фауны, относительный возраст событий.

Поскольку плейстоценовые пресноводные моллюски в большинстве случаев являются и современными, при реконструкции палеогеографической обстановки проводится экологическая интерпретация малакофауны на основе ее сопоставления с современными видами. Таблицы классификационных экологических признаков составлены В. Ложеком [Lozek, 1964], С.В. Александровичем [Alexandrowicz, 1987], А.Ф. Санько [2007]. Если в фауне имеются вымершие виды и экзоты, это способствует определению относительного возраста фауны и фауносодержащих отложений.

Диагностика различных природных явлений на основе анализа пресноводных моллюсков проводилась многими исследователями [Линдгольм, 1933; Старобогатов, 1967, 1982; Мартинсон, 1955; Богачев, 1961; Малолетко, 1964; Мадерни, 1967; Мотуз, 1967, 1983, 1984; Чепалыга, 1965, 1980; Lozek, 1978; Preece, 1990; Alexandrowicz, 1987, 1988; Санько, 2007 и др.]. В основном они относились к реконструкциям водных бассейнов и определению времени накопления их осадков.

Так, изучение более 200 местонахождений ископаемых раковин моллюсков и их экологии позволило В.М. Мотузу [1983] восстановить обстановку седиментации различных типов и фаций континентальных отложений Белоруссии. Наиболее обильные комплексы пресноводных моллюсков происходят из лихвинских, микулинских и голоценовых отложений. Континентальные породы, которые накапливались в начале и конце каждого межледникового застоя не содержат остатков фауны пресноводных моллюсков. Причиной тому, по-видимому, служили не только холодные климатические условия, но и неустойчивое положение гидрографической сети. Реки с ледниковым питанием отличались длительными половодьями, резким колебанием уровней воды, составом растворенных в воде солей и газов, а также повы-

шенным содержанием взвешенных твердых частиц. По мере выработки речных долин и стабилизации озерных водоемов улучшались условия для заселения их пресноводными моллюсками.

Наиболее характерными видами моллюсков для отложений лихвинского межледникова являются *Borysthenia naticina*, *Viviparus diluvianus*, *Lithoglyphus pyramidatus*, *L. naticoides*, *Pisidium astartides*. Их находки совместно с широко распространенными рецентными формами являются показателем благоприятных условий для пышного развития пресноводных биоценозов. На протяжении микулинского межледникова состав фауны моллюсков, обитавших в различных биотопах, был сравнительно разнообразным. Это термофильные *Fagotia acicularis*, *F. esperi*, *Pisidium astartoides*, *Anisus strauchianus*, отсутствующие в рецентной фауне моллюсков. Подобные находки автохтонной малакофауны позволили В.М. Мотузу [1983] сделать вывод о более теплом климате во время аккумуляции субаквальных отложений, чем в настоящее время. Оба вида *Fagotia*, а также *Anisus strauchianus* обитают ныне в бассейне Дуная и нижнем течении Днепра, а *Pisidium astartoides* окончательно вымерли.

Обилие находок фауны реофильных и стагнофильных моллюсков в различных генетических типах и фациях субаквальных отложений является доказательством того, что во время последнего межледникова на обширной территории Русской равнины сложилась устойчивая речная сеть с множеством озер, расположенных как на междуречьях, так и в долинах. На протяжении ледникового периода происходило вымирание реликтовых форм и сокращение ареалов теплолюбивых моллюсков.

Среди пресноводных моллюсков плейстоцена Юго-Восточной Европы и Кавказа обнаружена [Чепалыга, 1967] последовательная смена теплолюбивых и холодостойких фаун - криокомплексов и термокомплексов, обусловленная климатическими колебаниями. Конкретное изучение разрезов Молдавии показало, что в них отмечается следующая последовательность комплексов [Чепалыга, 1982; Чепалыга, Михайлеску, 1986].

Михайловский термокомплекс (аллювий VII террасы Днестра) включает последние плиоценовые виды *Pseudosturia caudata*, *Crassiana crassoides*, *Unio pseudochosaricus*, первые плейстоценовые и современные виды *Crassiana crassa*, *Viviparus tiraspolitanus*, *V. kagarliticus*, *Potomida litoralis*, *P. kinkelini* и др. Платовский криокомплекс (аллювий лузановской террасы близ Одессы) содержит ныне живущие бореальные виды *Unio tumidus*, *U. pictorum*, *Viviparus fasciatus*, *Lithoglyphus pyramidatus*, *Fagotia acicularis* и др. Тираспольский термокомплекс (аллювий VI террасы Днестра) характеризуется многочисленными теплолюбивыми формами средиземноморской провинции *Pseudunio robusta*, *P. moldavica*, *Potomida litoralis*, *P. kinkelini*, *Unio tiraspolitanus*, *Crassiana steveniana*, *Viviparus tiraspolitanus*, *V. subcrassus*, *V. kagarliticus* и др. Узмарийский термокомплекс (аллювиально-лагунные отложения V террасы Прута и Дуная) включает современные виды, среди которых характерны *Unio tumidus*, *U. pictorum*, *Crassiana crassa*, *Sphaerium rivicola*, *Theodoxus danubialis*, *Th. transversalis* и др. Здесь отмечены последние *Viviparus* группы *tiraspolitanus* (*V. subcrassus*) и впервые появляются *Corbicula fluminalis*. Бабельский термокомплекс (аллювиально-лагунные осадки IV террас Дуная, Днестра и Прута) содержит почти все пресноводные виды, обитающие ныне в Днестре и Дунае. Из вымерших видов широко распространены теплолюбивые формы *Corbicula fluminalis* и *Melanopsis praerossa*. Спейский термокомплекс (аллювий III террас Днестра, Дуная, Прута) состоит из термофильных видов *Pseudunio robusta speensis*, *Unio tiraspolitanus*, *Corbicula fluminalis*, *Melanopsis praerosa*. Основной фон комплекса составляют представители современных родов *Fagotia*, *Theodoxus*,

Sphaerium, *Viviparus*, *Litho-glyphus*, *Pisidium* и др. Каракашский термокомплекс (аллювий вторых террас тех же рек) с южными теплолюбивыми видами *Corbicula fluminalis* и *Mela-nopsis praerosa*. Остальные его виды обитают в реках Молдовы в настоящее время. Парканский термокомплекс (аллювий первых террас) содержит сравнительно теплолюбивые виды *Fagotia esperi*, *F. acicularis*, *Theodoxus danubi-alis*, *Th. transversalis*, *Th. fluviatilis*, *Lythoglyphus naticoides*, *Valvata naticina*. Голоценовый комплекс пресноводных моллюсков - современная фауна рек, озер и временных водоемов.

Отмеченное разнообразие пресноводной фауны и ее изменение во времени обусловлены циклическими колебаниями климата, приводившими к изменению комплекса абиотических факторов: температуры воды бассейна, скорости потоков и степени их мутности, содержанию в воде кислорода и пищи.

Определенную информацию о климатических изменениях можно получить, изучая сдвиг ареалов ныне живущих на рассматриваемой территории видов и родов. Для реконструкции палеоландшафтов межледниковых эпох плейстоцена особенный интерес представляют границы ареалов теплолюбивых видов. Так, род *Corbicula*, распространенный сейчас в тропиках и субтропиках (северная граница около 42-43° с.ш.), в теплые эпохи плейстоцена проникал существенно севернее современного ареала. Так, в микулинское межледниковье представители *Corbicula* распространились до 47-48 ° с.ш., в лихвинское - до 55° с.ш. [Чепалыга, 1985]. Современная северная граница ареала этого рода совпадает со средней годовой изотермой +16°C, а микулинская - с современной изотермой +9°C, т.е. разница температур составляет около 7°C. По-видимому, в микулинское время средняя годовая температура на территории Молдавии достигала +10+15°C. В лихвинское время сдвиг границ ареала достигал 10-12°. Это свидетельствует о климате еще более теплом, чем в микулинское время [Михайлеску и др., 1991; Михайлеску, Маркова, 1992]. Аналогичные примеры миграций известны и для других видов [Стеклов, Чепалыга, 1969].

Таким образом, на основании определения зоогеографических группировок ископаемых пресноводных фаун можно реконструировать эквивалентные широты их распространения в прошлые эпохи и оценить амплитуду климатических колебаний для каждого региона в отдельности. В то же время, определение основных рубежей эволюционного изменения состава моллюсков и смена по разрезу разновозрастных комплексов дают основание для установления относительного времени существования водных бассейнов.

5.3.3. Корреляция палеогеографических событий

Анализ пресноводной малакофауны дает возможность коррелировать палеогеографические события как смежных (различные участки речной долины, берега замкнутых водоемов и т.п.) районов, так и удаленных на значительное расстояние. Возможные сопоставления основаны на однотипности палеобиоценозов и последовательности их положения в разрезе. Таким методом, с привлечением геоморфологического и литологического анализов, П.Д. Букатчук с соавторами [1983] осуществили корреляцию аллювия террас Днестра, Прута и Нижнего Дуная (табл. 5.8), а С.Д. Астапова с соавторами [1989] сопоставили плейстоценовые оледенения Белоруссии.

Таблица 5.8. Корреляция аллювиальных отложений Днестра, Прута, Нижнего Дуная [Букачук и др., 1983]

период осн. подразд	ярус, подъярус, горизонт	террасовые отложения Днестра, Прута, Дуная	
верхний	голоценовый	отложения низкой и высокой пойм	лиманные, лиманно-морские осадки в приустьевых участках
	осташковский	I надпойменная терраса (болотинская для Прута, парканская для Днестра): <i>Unio pictorum</i> , <i>U. luteolus</i> , <i>Crassiana crassa</i> , <i>Sphaerium livicola</i>	аллювиальные отложения в переувлажненных
	молого-шексинский	II надпойменная терраса (скупянская для Прута, слободзейская для Днестра): <i>Crassiana crassa</i> , <i>C. pseudolittoralis</i> , <i>Corbicula fluminalis</i>	лиманно-морские осадки в дельте Дуная
средний	капининский	III надпойменная терраса (кетрышская, ренийская для Дуная): <i>Pseudoulio robusta</i> , <i>Unio (Eolytnium) tiberiadensis</i>	капальская для Прута, тираспольская, косоуская для Днестра, лиманные отложения в долине Дуная
	микулинский	IV надпойменная терраса (кирканская для Прута, григорипольская для Днестра, бабелская для Дуная): <i>Crassiana crassa</i> , <i>C. batavia</i> , <i>Corbicula fluminalis</i> , <i>Viviparus zickendrahi</i> , <i>V. aelhiops</i>	древнезавесинские лиманно-морские отложения в долине Прута и Дуная
	московский	V надпойменная терраса (петрешская, узмарийская для Прута, колотовская для Днестра, нагорнская для Дуная): <i>Pseudoulio moldavia</i> , <i>P. robusta</i> , <i>Potamida</i>	лиманно-морские отложения в долине Дуная
нижний	окий	VI надпойменная терраса (обленская для Прута, кошницкая для Днестра и нагорнская II для Дуная): <i>Crassiana szegedensis</i> , <i>C. crassoides</i> , <i>Pseudoulio</i>	<i>Unio caudata</i> , <i>Viviparus aff. tiraspollanus</i>
	беловежский		

Послойный анализ пресноводных моллюсков из флювиогляциальных отложений Сент-Илер-дю-Розье (Франция) позволил Mouthen Jacques [1987] провести корреляцию с аналогичными осадками оз. Лобсигензе (Швейцария) и, сравнив условия обитания фауны, сделать вывод о более суровых климатических условиях района швейцарского озера.

В плейстоценовом аллювии Днестровско-Прутского междуречья по составу пресноводных моллюсков хорошо фиксируется чередование "теплых" и "холодных" генераций. Поскольку периодические изменения климата в плейстоцене носили глобальный характер, это дало основание А.Н. Хубке [1986] региональные климатические события увязать с общеконтинентальными этапами плейстоценовой истории Европы.

5.3.4. Ограничения использования пресноводных моллюсков для палеогеографических реконструкций

В плейстоценовой пресноводной малакофауне практически не встречаются формы, относящиеся исключительно к одному достаточно узкому интервалу времени или событию. Поэтому метод руководящих видов для диагностики и корреляции событий применим лишь в случае определения нижней границы плейстоцена.

Разные группы пресноводных моллюсков неравноценны по своему значению для стратификации отложений, палеогеографической диагностики и корреляциям. Наиболее перспективными в этом отношении являются унии, сравнительно быстро эволюционировавшие в плейстоцене, представленные тремя семействами, с многочисленными родами и подродами, объединяющими около 100 видов. Из других групп перспективными для этих целей следует считать вивипариды, меланииды, роды *Theodoxus*, *Lithoglyphus*, *Bythinia*, *Valvata*, *Corbicula*.

При анализе фаунистических комплексов необходимо оценивать фациальную обстановку. В разных фациях можно встретить представителей одних и тех же семейств и родов. В то же время, часто разновременные комплексы, существовавшие в сходной фациальной обстановке, могут иметь общие черты.

К определенным ограничениям относятся сложности в определении некоторых видов. А.Ф. Санько [2007] отмечает, что не все характерные для видов признаки одинаково хорошо сохраняются в процессе фоссилизации. У части плейстоценовых раковин утрачивается или искажается окраска, блеск, прозрачность, орнамент, частично микроскульптура. Поэтому такими признаками при диагностике ископаемых раковин всегда следует пользоваться с осторожностью. Некоторые трудности для диагностики создают раковины юных форм, довольно часто попадающихся в плейстоценовых отложениях. Этот же исследователь [Санько, 2007, стр. 18-19] замечает: «Работа по определению ископаемых раковин моллюсков в значительной мере творческий процесс, требующий не только необходимой суммы знаний в области морфологии и систематики моллюсков, но также понимания механизма и сущности эволюционного процесса. Палеонтолог всегда должен иметь в виду, что конституция раковины представляет собой продукт длительного процесса эволюционного развития, отражающего сложную историю взаимодействия организма с изменяющимися условиями среды. Возникновение каких-либо защитных структур на раковине может произойти лишь благодаря кратковременному существованию определенных (неблагоприятных) факторов среды. И это может привести к выработке признаков, прямо противоположных эволюционному процессу, но не закрепляющихся в процессе эволюции. Так, увеличение толщины стенки раковины повышает ее возможности для защиты

от испарения. Но, массивность стенки раковины может быть результатом дефицита кальция, растворенного в воде. Толщина стенки может еще рассматриваться и как фактор повышения механической прочности раковины».

В случае существенного изменения палеогеографической обстановки (например, смены озерной среды на речную) некоторые виды могут даже изменять форму своей раковины. Раковины у речных видов приобретают треугольновидную форму, наиболее благоприятную для жизни в текучей воде. К видам, способным адаптировать форму раковины к речной среде, в первую очередь относятся *Unio tumidus*, *U. pictorum*, *Pisidium amnicum*, *P. casertanum*, *P. moitessierianum* [Жадин, 1952; Санько, 2007].

Определенным ограничением использования пресноводной фауны для палеогеографических реконструкций является ее неравномерная и недостаточная изученность. Особенно слабо исследованы моллюски восточных областей России.

5.4. Наземные моллюски

5.4.1. Характерные черты наземной малакофауны

Наземная малакофауна, заселявшая сушу от лесов и лугов до пустынь и горных вершин, представлена классом *Gastropoda* (брюхоногие). Большая ее часть относится к подклассу легочных моллюсков (*Pulmonata*), охватывающего свыше сорока семейств. Их отличительной чертой является приспособление к наземному существованию: легочный тип дыхания, когда жабры утрачиваются, а свод мантийной полости функционирует как легкое; развитие органов обоняния. По способу питания среди наземных моллюсков различаются растительноядные, всеядные и хищные виды.

Раковина наземных гастропод обычно спирально закручена и разнообразна по форме - от дисковидной (*Discus solaris*) до кубаревидной (*Helix pomatia*), башневидной или удлинненно-веретеновидной (*Clausilia laminata*). У некоторых форм (*Daudebardia*) раковина редуцируется и приобретает вид уплощенного колпачка, иногда раковина полностью исчезает. В зависимости от условий обитания раковина видоизменяется: у видов, живущих во влажной среде, она слабо кальцинирована, тонкая и прозрачная, у моллюсков, обитающих в сухом климате, имеет толстые стенки, богата углекислым кальцием и обладает способностью отражать солнечные лучи. У скальных видов раковина часто несет на поверхности ребрышки, придающие ей прочность.

Меньшая часть наземной малакофауны представлена переднежаберными моллюсками (подкласс *Prosobranchia*), обычно распространенными в условиях влажного климата. Для этих моллюсков характерно наличие крышечки, запирающей отверстие раковины, чего нет у легочных моллюсков.

5.4.2. Реконструкция палеогеографических событий

Ископаемые наземные моллюски представляют собой благоприятный материал для реконструкции палеогеографических событий. Это обусловлено несколькими обстоятельствами: разнообразной средой обитания, сохранностью в разных типах отложений и значительным соответствием танатоценозов биоценозам.

I	II	III
A	1	<i>Acicula</i> , <i>Aegopsis</i> , <i>Ruthenica</i> , <i>Orcula dolium</i> , <i>Isognomostoma</i>
	2	<i>Bradybaena fruticum</i> , <i>Cepaea hortensis</i>
	3	<i>Perforatella bidentata</i> , <i>Pseudolinda turgida</i>
B	4	<i>Chondrula</i> , <i>Helicopsis</i> , <i>Ceclioidea</i> , <i>Abida frumentum</i>
	5	<i>Pupilla muscorum</i> , <i>Vallonia pulchella</i>
C	6	<i>Codrillopsa lubricella</i> , <i>Euomphalia strigella</i>
	7	<i>Codrillopsa lubrica</i> , <i>Euconotus fulvus</i>
	8	<i>Vertigo substriata</i> , <i>Columella edentula</i>
D	9	<i>Oxyboma</i> , <i>Carychium minimum</i> , <i>Vertigo antivertigo</i>
	10	<i>Lymnaea</i> , <i>Viviparus</i> , <i>Angulus</i> , <i>Unio</i> , <i>Placidum</i>

Рис. 5.5. Экологические группы моллюсков [Ложек, 1969]

I – главные экологические группы. Местообитания: A – лесные (в целом), B – незалесенные, C – лесные и незалесенные, D – водно-болотные. II – экологические группы: 1 – сомкнутый лес, 2 – лес, кустарник, лесостепь, 3 – наземные лесные биотопы, 4 – степь и лесостепь, 5 – незалесенные биотопы (в целом), Лесные и незалесенные биотопы: 6 – сухие, 7 – средневлажные, 8 – влажные, 9 – побережье, болото, тростник, 10 – вода (в целом). III – преобладающие виды

Обычно наземные моллюски строго приурочены к определенной среде, и большинство биотопов имеет характерные сообщества. Особенно значительные различия существуют между фаунами леса и незалесенных пространств, однако, конкретные определения по сообществам моллюсков растительных сообществ и биотопов затруднительны, поскольку для большинства видов фауны невозможно выявить прямую зависимость от конкретных древесных и кустарниковых растений и травянистого покрова. Можно охарактеризовать отдельные лесные биотопы в общем плане – лес на суглинках, влажный лес, светлая роща и т.п. Для целей палеогеографического анализа континентальные моллюски подразделяются [Ложек, 1969] на экологические группы (рис. 5.5). По способу захоронения наземные фауны разделяются [Lozek, 1964] на автохтонные – фоссилизированные на месте своего проявления; паравтохтонные – фоссилизированные в местах переотложения и образования данного осадка (наземные сухолюбивые виды, перенесенные в водные бассейны); аллохтонные – фоссилизированные в осадках, в дальнейшем претерпевших переотложение (лессовая фауна, перенесенная в культурные отложения стоянок). Особенности захоронения имеют существенное значение для правильной оценки ископаемой малакофауны.

Анализ наземных моллюсков позволяет диагностировать

определенные явления и дать им оценку: континентальное развитие данной территории, существование на ней определенных биотопов, температурный и влажностный режим, динамику осадконакопления, наличие отдельных геоморфологических форм и продолжительность их существования.

Одним из примеров удачного использования наземных моллюсков для целей палеогеографических реконструкций представляются исследования Н.А. Куницы [1979] по плейстоцену Прикарпатья. Здесь в отложениях окского времени преобладают бореально-альпийские и транзитные холодостойкие, влаголюбивые моллюски, населяющие луговые и редколесно-кустарничковые биотопы приледниковой тундры. Характер фауны свидетельствует о значительном похолодании, высокой влажности и большой обводненности территории. Фауна лихвинского времени указывает на теплый и влажный климат современного типа и широкое развитие лесных и лесостепных ландшафтов. Для эпохи максимального оледенения характерны моллюски холодного перигляциального климата активного лессонакопления, луговых, лугово-степных и тундростепных ландшафтов. Микулинское межледниковье отличалось богатой и разнообразной тепло- и влаголюбивой лесной фауной с примесью ксерофилов. В позднем плейстоцене в перигляциальных условиях последнего оледенения происходило лессообразование, которое дважды прерывалось потеплением и почвообразованием. Все три холодных этапа отличались однотипным комплексом моллюсков с присутствием наземных и стагнофильных трансголарктических и транспалеарктических форм. Разделяющие их витачевский и дофиновский интерстадиалы характеризовались лесостепной фауной. Климат их был холоднее современного, а в позднем интерстадиале - суше.

На территории Украины выявлены [Мельничук, 1977, 1979, 1990 и др.] своеобразные комплексы наземных моллюсков для лессов (тилигульский, днепровский, бугский) и для погребенных почв (завадовский, кайдакский, прилукский и др.), позволяющие проследить эволюцию ландшафтов.

Между лессами и ископаемыми почвами отмечаются наиболее четкие различия в составе малакофаун. В лессах, наряду с убиквидами, преобладают холодолюбивые (криофильные) моллюски, населяющие сейчас тундровую, таежную зоны, высокогорные области или представленные вымершими видами (*Vertigo parcedentata*, *V. pseudosubstriata*, *V. genesii*, *V. arctica*, *Columella columella*, *Pupilla loessica*, *Vallonia tenuilabris*, *Pseudotrichia rubiginosa* и др.). Напротив, в ископаемых почвах встречаются преимущественно теплолюбивые (термофильные) моллюски, обитающие сейчас в лесной, лесостепной и степной зонах Украины или в более южных регионах (*Heligona lanatica*, *Zebrina detrita*, *Z. hohenackeri*, *Pupilla sterri*, *Chondrula tridens*, *Helicella condicans*, *H. striata*). Это позволило сделать вывод, что в главные фазы лессообразования на Украине преобладали ландшафты типа тундры, лесотундры, тундролесостепи с холодным влажным климатом, тундростепи с холодным сухим климатом и холодной степи с умеренно-холодным и сухим климатом.

Максимум холодолюбивых моллюсков приходится на окское (тилигульское), днепровское и средневалдайское (бугское) время. Ареалогический анализ моллюсков свидетельствует о том, что лессы формировались при средней температуре наиболее холодного месяца $-18^{\circ}..-21^{\circ}$, наиболее теплого $+7^{\circ}..+10^{\circ}$ и среднегодовом количестве осадков 250-300 мм. Эти показатели менялись в зависимости от зональных и региональных особенностей. Наиболее холодный резко континентальный климат существовал в средневалдайское (бугское) время.

Анализ видового состава моллюсков ископаемых почв раннего и среднего плейстоцена указывает на климат более теплый и влажный, чем современный. Судя по комплексам наземных моллюсков, в лихвинское (завадовское) время среднегодовая температура была на 2-3° выше современной, а количество осадков на 50% больше. В микулинское (прилукское), одинцовское (кайдакское) время установилась близкая к современной ландшафтно-зональная структура. Средняя температура наиболее теплого месяца, определенная ареологическим методом, была на 1-2°, наиболее холодного - на 1-3° выше современной, а количество осадков было на четверть больше.

Малакофауна позднеплейстоценовых почв указывает на довольно контрастные климатические условия - переменнно-влажные на севере и умеренно-аридные на юге. Среднегодовые температуры колебались на 1-2° то выше, то ниже современных, а количество осадков достигало 300-400 мм.

Детальный анализ наземных моллюсков позволяет реконструировать условия накопления лессовых пород. Так, установлено [Веклич, 1961 и др.], что лессы Украины представлены разными генетическими типами: водноледниковым, делювиальным, аллювиально-делювиальным, аллювиальным, элювиальным. При этом делювиальный лесс имеет в разных районах и разных стратиграфических горизонтах неодинаковый состав наземной фауны моллюсков.

Следует отметить большое значение наземных моллюсков при изучении пещер, что позволяет проводить корреляцию с находками остатков позвоночных и археологических предметов и анализировать развитие фауны и осадконакопления в различных высотных поясах. Фауна наземных моллюсков широко используется для выяснения условий обитания древнего человека. Так, изучение моллюсков из разрезов палеолитической стоянки Молодова 1 [Мотуз, 1982] показало, что в микулинское время здесь существовал комплекс фауны, близкий к современному, а во второй половине позднего плейстоцена - более холодолюбивые виды, свидетельствующие о достаточно суровом климате. Культурный слой основного мустьерского поселения содержит обширный комплекс малакофауны, ныне обитающий в более северных ареалах.

Фауна наземных моллюсков позволяет определять относительный возраст палеогеографических событий и явлений. Это определяется тем, что каждый стратиграфический горизонт плейстоцена, образовавшийся в определенных палеогеографических условиях, характеризуется присущим только ему комплексом [Lozek, 1982; Закалюжный, 1983 и др.].

Особая роль принадлежит наземным моллюскам при диагностике палеогеографических событий голоцена. В эту эпоху отмечается широкое развитие тепло- и влаголюбивой фауны, ее постепенная дифференциация, а в дальнейшем дивергенция развития.

5.4.3. Корреляция палеогеографических событий

Анализ наземных моллюсков используется для корреляции палеогеографических событий как соседних, так и удаленных территорий, а также событий на континенте и шельфе. Поскольку среди наземных фаун нет руководящих видов для отдельных стратиграфических горизонтов, постольку при корреляции плейстоценовых событий применяется палеоэкологический ме-

тод. Он основывается на качественном своеобразии природной среды в определенном отрезке геологического времени, находящем четкое отражение в малакокомплексах, на смене комплексов во времени, имеющей определенные закономерности; принципиальной близости общей направленности в изменении фаун.

В литературе сравнительно часто встречаются примеры ближних корреляций палеогеографических событий на основе малакофаунистического анализа [Ложек, 1969 и др.; Куница, 1978, 1984; Мельничук, 1990 а,б и др.; Skompski, 1989; Alexandrowicz, 1989 и др.]. Так, Н.А. Куницей [1978, 1984] проведена корреляция событий перигляциально-лессовых районов Украины, выявлены общие закономерности их развития, а также проявление широтно-зональных, региональных и местных изменений фауны, вызванных широтными и долготными изменениями климатических условий, гипсометрическими и геоморфологическими особенностями территорий.

Широкие ареалы распространения многих видов указывают на возможность корреляции событий удаленных территорий по комплексам моллюсков. Примеры дальних корреляций немногочисленны. Комплексное изучение опорных разрезов Украины, в том числе и малакологических данных, позволило [Веклич и др., 1991] выработать схемы палеогеографических этапов для юго-западного, западного и среднего Причерноморья, осуществить корреляцию субаквальных, субаэральных и морских отложений региона и установить основные закономерности развития природы.

Корреляция событий на континенте и шельфе может основываться на нахождении в морских осадках раковин наземных моллюсков, снесенных туда с окружающих территорий. Изучив возможные пути поступления этих раковин в водную среду, можно реконструировать природную обстановку территории, которую они населяли, а также установить коррелятивную связь между событиями на ней и в водном бассейне.

5.3.4. Ограничения в использовании наземных моллюсков при палеогеографических реконструкциях

Для наземных моллюсков требуется детальное знание экологических требований отдельных видов и умение использовать их при анализе палеогеографических событий плейстоцена. Например, большинству степных элементов требуется теплое лето и жаркие солнечные местообитания, они способны переносить и суровые зимы и резкие колебания температур, несмотря на то, что в настоящее время их принято считать теплолюбивыми видами. Это неверно с точки зрения палеогеографии плейстоцена, поскольку они обычно существовали в ледниковые эпохи [Ложек, 1969]. В то же время многие лесные виды надо рассматривать как ведущие для теплых эпох, хотя они и не требуют теплого лета, но, однако, и не переносят продолжительных морозных зим и резких колебаний температуры, что сделало невозможным их существование в ледниковые эпохи.

Заключение

Фауна моллюсков представляет богатый материал для реконструкции и корреляции палеогеографических событий новейшей геологической эпохи.

Возможности использования малакофауны для диагностики и корреляции палеогеографических событий заложены в широком временном и про-

странственном распространении моллюсков, различиях последовательно сменяющих по разрезу комплексов и тесной экологической зависимости от условий обитания.

Малая геологическая длительность плейстоцена благоприятствует реконструкции палеогеографической обстановки по фауне моллюсков, поскольку делает возможным достаточно полное использование метода аналогии (актуализма). Зная современный образ жизни моллюсков и их биоценозы, мы вправе распространять их и на прошлые эпохи плейстоцена, в осадках которых обнаружены аналогичные комплексы моллюсков, осуществляя тем самым диагностику конкретных палеогеографических событий.

Широкое развитие моллюсков в разной природной среде, от дна океанов, морей и озер до скальных пород и лесной подстилки, позволяет использовать их для диагностики разнообразных событий: существование морских, озерных и речных бассейнов, характер их развития и палеогидрологической обстановки, существование проливов и порогов; определение климата и этапность развития континентальных районов; установление эпох лессо- и почвообразования; реконструкция палеоэкологической обстановки обитания древнего человека; относительный возраст и время осуществления палеогеографических событий.

По фауне моллюсков возможно проведение ближних и дальних палеогеографических корреляций, основанных на однотипности малакологических комплексов и последовательности их расположения в разрезе. Сопоставление соседних районов моря и суши осуществляется посредством анализа родственных групп моллюсков в смежных по простиранию комплексах.

Основные ограничения использования моллюсков для целей палеогеографических реконструкций и корреляции связаны с трудностями выявления руководящих видов с ограниченным временным интервалом существования и широким диапазоном развития; слабой систематической и экологической изученностью некоторых групп фауны; случаями затруднения в использовании метода актуализма и дуалистического объяснения палеоэкологической обстановки существования малакофауны.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамова Т.А. Реконструкция палеогеографических условий эпох четвертичных трансгрессий и регрессий Каспийского моря (по данным палеоботанических исследований). Автореф. диссерт. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1974. 24 с.
- Андрусов Н.И. Очерк истории развития Каспийского моря и его обитателей // Изв. Русск. Геогр. об-ва. Т. 24. Вып. 1-2. 1888. С. 91-114.
- Андрусов Н.И. О древних береговых линиях Каспийского моря // Ежегодник по геол. и минерал. России. Т. 4. 1900. № 1-2. С. 3-16.
- Андрусов Н.И. О возрасте морских послетретичных террас Керченского полуострова // Ежегодник по геологии и минерал. России. Т. 7. Вып. 6. 1905. С. 158-172.
- Андрусов Н.И. Стратиграфическая схема Апшеронского полуострова // Геологический вестник. 1915. Т. 1, № 4. С. 225-230.
- Атлас беспозвоночных Каспийского моря. М.: Изд. Пищевая пром-сть, 1968. 250 с.
- Атлас фауны и флоры палеогеновых и неогеновых отложений Дальнего Востока (Точилинский опорный разрез). М.: Наука. 1984. 332 с.
- Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Ку-

рильских островов. Новосибирск: Наука. 1974. 251 с.

Богачев В.В. Руководящие окаменелости Апшеронского полуострова и прилегающих районов. Часть 1. Баку: Азнефтеиздат, 1932. 91 с.

Богачев В.В. Материалы к истории пресноводной фауны Евразии. Киев. 1961.

Букатчук П.Д., Гожик П.Ф., Билинkis Г.М. О корреляции аллювиальных отложений Днестра, Прута и нижнего Дуная // Геология четвертичных отложений Молдавии. Кишинев: Штиинца. 1983. С. 35-70.

Векилов Б.Г. Антропогеновые отложения северо-восточного Азербайджана. Баку. 1969. 260 с.

Веклич М.Ф. Проблемы палеоклиматологии. Киев: Наукова думка, 1987. 189с.

Веклич М.Ф. Моллюски четвертичных континентальных отложений СССР.// Материалы совещания по изучению четвертичного периода. т. I. М.: Изд. АН СССР. 1961. С. 342-346.

Веклич М.Ф., Матвишина Ж.Н., Передерий В.И. и др. Позднекайнозойская природа Причерноморской низменности. т. 2. Киев, 1991. 159 с.

Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. М.: Наука. 1972. 215 с.

Гладенков Ю.Б. Стратиграфия морского неогена северной части тихоокеанского пояса (анализ стратиграфических схем дальневосточных районов СССР, Северной Америки и Японии). М.: Наука, 1988. 210 с.

Гладенков Ю.Б. Зоны перехода от океанов к континентам: опыт стратиграфических и палеоэкосистемных исследований // Изв. РАН. сер. геол. N9. 1992. С. 11-34.

Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с.

Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия. М.: ГЕОС, 2004. 120 с.

Глазунова К.Н. Стратиграфия и комплексы двустворчатых моллюсков верхне-четвертичных отложений восточного шельфа Среднего Каспия. Авторе. канд. диссерт. М: МГУ, 1971. 22 с.

Горецкий Г.И. О соотношениях морских и континентальных осадков Приазовья, Приманычья и Нижнего Придонья / Труды комисс. по изуч. четв. пер. т.13. 1957. С. 17-25.

Детальное расчленение неогена Камчатки. М.: Наука. 1992. 208 с.

Жадин В.И. Моллюски пресных и солоноватых вод СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 376 с.

Жадин В.И., Герд С.В. Реки, озера и водохранилища СССР, их фауна и флора. М., 1961. 599 с.

Жуков М.М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины // Проблемы Западного Казахстана. Т.2. М.: Изд-во АН СССР, 1945.

Закалюжный В.М. Значение моллюсков для экостратиграфии антропогеновых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Одесса. Деп. Укр. ВИНТИ. 23.05.84. N 923. Ук-84. Деп. 1983.

Иванов В.Ф. Четвертичные отложения побережья Восточной Чукотки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 140 с.

Иванов В.Ф., Ложкин А.В., Кальниченко С.С. и др. Поздний плейстоцен и голоцен Чукотского полуострова и Севера Камчатки // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. 1984. С. 33-42.

Касьянов В.Л. Личинки морских двустворчатых моллюсков и иглокожих как пелагические организмы // Тезисы докладов 2-ой Всес. конф. по морской биологии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. ч. 2. 1982. С. 181-182.

Кафанов А.И. Об эволюционных изменениях температурной толерантности у морских двустворчатых моллюсков Северной Пацифики // Биология морских моллюсков и иглокожих. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1974. С. 70-72.

Кафанов А.И. О консерватизме и изменчивости температур роста раковин морских моллюсков // Биология моря. N 6. 1979. С. 59-69.

Кафанов А.И. О центрах происхождения и некоторых чертах экологической эволюции холодноводных морских малакофаун Северного полушария // Биология моря. N 1. 1978. С. 62-68.

Кафанов А.И. К вопросу об использовании палеоэкологического метода при эволюционных построениях // Биология моря. N 1. 1981. С. 75-84.

Козловская Л.С. Основные этапы развития четвертичной фауны пресноводных моллюсков Русской равнины // Материалы совещания по изучению четвертичного периода. Т. I. М.: Изд. АН СССР, 1961. С. 336-341.

Комплексное изучение моллюсков для целей стратиграфии и палеогеографии. М.: МГУ, 1981. 180 с.

Кузнецов А.П. Фауна донных беспозвоночных прикамчатских вод Тихого океана и Северных Курильских островов. М.: Изд. АН СССР, 1963. 271 с.

Кузнецов А.П. Распределение морской фауны западной части Берингова моря. М.: Наука, 1964. с. 98-177.

Кузнецов А.П. О роли двустворчатых моллюсков в составе морского донного населения, их пищевых адаптациях и трофической структуре // Структура, пути формирования и распространение донной фауны океана. М.: Наука, 1984. с. 47-59.

Кузьмина Н.Н., Талденкова Е.Е. Строение голоценовых отложений и состав фауны моллюсков шельфа бухты Киевка (Японское море) // Вестник МГУ. Сер. геогр. N 1. деп. ВИНТИ. N 6487 от 2.10.84. 1985. 10 с.

Кузьмина Н.Н., Талденкова Е.Е. Стратиграфия и палеогеография морского голоцена шельфа Приморья // Морской голоцен окраинных и внутренних морей. 1994. Деп. ВИНТИ.

Куница Н.А. Малакофауна перигляциально-лессовой области Украины // Краевые образования материковых оледенений. Материалы 5-го Всес. совещ. Киев. 1978. С. 254-264.

Куница Н.А. Палеоландшафты теплых этапов плейстоцена Украины // Общая и региональная палеогеография. Киев, 1984. С. 140-149.

Куница Н.А. Малакофауна плейстоцена Прикарпатья // Моллюски. Основные результаты их изучения. Л., 1979. С. 177-179.

Леонов Г.П. Основы стратиграфии. М.: Изд-во МГУ, 1972. Т. 1. 530 с. 1974. Т. 2. 486 с.

Линдгольм В.А. Состояние изученности пресноводных и иных ископаемых моллюсков, найденных в четвертичных отложениях СССР // Труды II межд. конф. Асс. по изуч. четв. периода Европы. в. III. 1933.

Лисицын К.И. Геологический путеводитель по реке Манычу // Путеводитель экскурсий 2-ой Межд. конф. Асс. по изуч. четверт. периода Европы. М-Л. Гос. научно-техн. изд-во. 1932.

Логвиненко Б.М., Старобогатов Я.И. Новые виды двустворчатых моллюсков из каспийской профундали // Научн. докл. высш. школы. Биол. науки. N 2. 1966.

Ложек В. Значение моллюсков для изучения континентального голоцена // Голоцен. М.: Наука, 1969. С. 58-76.

Мадерни У.Н. О последовательной смене комплексов пресноводных моллюсков в плиоценовых и четвертичных отложениях Тургайского прогиба // Труды ВСЕГЕИ. т. 145. нов. сер. вып. 6. 1967.

Малолетко А.М. Распространение *Unio* и *Corbula* в четвертичных отложениях предалтайской части Западной Сибири // Сов. геология. N 2. 1964.

Мартинсон Г.Г. Ископаемая пресноводная фауна и ее значение для стратиграфии // Вестник АН СССР. 12. 1955.

Мельничук И.В. Некоторые проблемы палеомалакографии (на примере лессовой формации Украины) // Теоретические и прикладные проблемы палеогеографии. Киев, 1977. С. 61-69.

Мельничук И.В. Основные результаты изучения моллюсков лессов Украины

ской ССР // Моллюски. Основн. результаты их изучения. 6-ое Всес. совещ. по изуч. моллюсков. Л. 1979. С. 179-181.

Мельничук И.В. Наземные моллюски плейстоцена, их стратиграфическое значение // Четверт. период: методы иссл., стратиграфия и экология. 7 Всес. совещ. тез. т. 2. Таллинн, 1990. С. 179-180.

Менабде И. В., Свиточ А. А. О характере соединения Каспийского и Черного морей в позднем плейстоцене // Каспийское море: Вопросы геологии и геоморфологии. М.: Наука, 1990. С. 34-41.

Менабде И.В., Свиточ А.А., Янина Т.А. Комплексы моллюсков и условия накопления хвалынских отложений Нижнего Поволжья // Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. М.: МГУ, 1991. С. 122-128.

Михайлеску К.Д. Происхождение лиманов дельты Дуная. Кишинев: Штиинца, 1990. 161 с.

Михайлеску К.Д., Маркова А.К. Палеогеографические этапы развития фауны юга Молдовы в антропогене. Кишинев: Штиинца, 1992. 311 с.

Мотуз В.М. Пресноводные моллюски озерных водоемов позднечетвертичного возраста запада Русской равнины // История озер Северо-Запада. Л., 1967.

Мотуз В.М. Фауна моллюсков из района неолитической стоянки Молодова I // Молодова I - уникальное мустьерское поселение на Среднем Днестре. М., 1982. С. 173-187.

Мотуз В.М. Пресноводные моллюски плейстоцена Белоруссии // Моллюски: систематика, экология и закономерности распространения. 7 Всес. совещ. по изуч. молл. Л., 1983. С. 116-118.

Мотуз В.М. Пресноводные моллюски из межледниковых отложений верхнего плейстоцена запада Восточной Русской равнины // Киев, 1984. С. 71-77.

Наливкин Д.В. Моллюски горы бакинского яруса // Труды Геол. ком. нов. сер. вып. 116. 1914.

Невесская Л.А. Четвертичные моллюски Туркмении // Труды Палеонтол. ин-та АН СССР. т. XV. М.: Наука, 1958. 82 с.

Невесская Л.А. Определитель двустворчатых моллюсков морских четвертичных отложений Черноморского бассейна. М.: Изд. АН СССР, 1963. 211 с.

Невесская Л. А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 392 с.

Невесская Л.А., Невесский Е.Н. О соотношении карангатских и новоэвксинских слоев в прибрежных районах Черного моря // Докл. АН СССР. 1961. Т. 136. № 5. С. 256-261.

Островский А.Б. О морских террасах Черноморского побережья Кавказа между Анапой и устьем р. Шахе // ДАН СССР. 1968. Т. 181. № 4. С. 950-952.

Петров О.М. Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. М.: Наука, 1966. 290 с.

Петров О.М. Морские моллюски антропогена северной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 144 с.

Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.

Православлев П.А. *Didacna* Eichwald древнекаспийских отложений Баскунчакского района // Учен. зап. Ленингр. ун-та. 1939. № 34. С. 209-274.

Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 267 с.

Савицкий В.О. К экологии кайнозойских *Nuculanidae* (Bivalvia) дальневосточных морей // Палеоэкология сообществ морских беспозвоночных. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 52-64.

Санько А.Ф. Четвертичные пресноводные моллюски Беларуси и смежных регионов России, Литвы, Польши. Минск: Ин-т геохимии и геофизики НАН Беларуси,

2007. 156 с.

Свиточ А.А. Атлас-определитель моллюсков р. *Didacna* Eichwald из четвертичных отложений Центрального Прикаспия. М.: Недра, 1967. 87 с.

Свиточ А.А. Колебания уровня Каспийского моря в плейстоцене (классификация и систематическое описание) // Каспийское море. Палеогеография и геоморфология. М.: Наука, 1991. С. 5 - 100.

Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 267 с.

Седайкин В. М. Опорные разрезы четвертичных отложений Северо-Западного Прикаспия. Деп. ВИНТИ, N 1594-B-88. 1988. 190 с.

Семенова Н.Л. Некоторые особенности экологии беломорских *Portlandia arctica* (Gray) и *Nuculana pernula* (Muller) (*Bivalvia*, *Nuculanidae*) // Моллюски, основные результаты их изучения. Л.: Наука, 1979. С. 85-86.

Скарлато О.А. Двустворчатые моллюски умеренных широт северо-западной части Тихого океана. Л.: Наука, 1981. 479 с.

Старобогатов Я.И. Некоторые особенности позднекайнозойской истории пресноводных моллюсков севера Азии // Вопросы палеогеографического районирования в свете данных палеонтологии. М.: Изд. АН СССР, 1967.

Старобогатов Я.И. Фауна моллюсков и зоогеографическое районирование континентальных водоемов. 1970.

Старобогатов Я.И. Значение моллюсков для реконструкции гидрографической сети плейстоценового времени // Тез. докл. конгр. ИНКВА. т. 3. М., 1982. С. 302-303.

Стеклов А.А., Чепалыга А.Л. Основные этапы развития континентальных моллюсков антропогена СССР // Основные проблемы антропогена Евразии. М.: Наука, 1969. С. 71-81.

Стратиграфический кодекс. СПб: МСК, 1992. 120 с.

Талденкова Е.Е. Палеогеография Берингийского сектора Северной Пацифики в позднем кайнозое. Автореф. канд. диссерт. М.: МГУ, 1992. 19 с.

Талденкова Е.Е., Прокудин В.П. Комплексы моллюсков голоценовых отложений шельфа Японского моря и их палеогеографическое значение // Тез. докл. межд. симп. "четвертичная стратиграфия и события Евразии и Тихоокеанского региона". ч. II. Якутск, 1990. С. 52-53.

Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды Геологич. ин-та АН СССР. Вып. 10. 1957. 308 с.

Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря // Тр. ГИН АН СССР. Т. 88. М.: Наука, 1963. 157 с.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 165 с.

Хубка А.Н. Пресноводная фауна моллюсков и стратиграфия аллювиальных плейстоценовых отложений Молдавской ССР // Палеонтолого-стратиграфические исследования мезозоя и кайнозоя междуречья Днестр-Прут. Кишинев: Штиинца, 1986.

Чепалыга А.Л. Антропогеновые пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. М.: Наука. 1967. 222 с.

Чепалыга А.Л. Раннеплейстоценовые моллюски перигляциальной зоны бассейнов Дона и Днепра // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М., 1980. С. 140-153.

Чепалыга А.Л. Пресноводные моллюски // Четвертичная система. М.: Наука, 1982. С. 216-228.

Чепалыга А.Л. К проблеме развития пресноводной малакофауны на рубеже плиоцена и плейстоцена // Геология четвертичных отложений Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1983. С. 19-35.

Чепалыга А.Л. Фауна пресноводных моллюсков и палеоклиматы // Методы ре-

конструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 145-149.

Эберзин А. Г. Солоноватоводные кардииды плиоцена СССР. Труды Палеонтологич. ин-та АН СССР. Т.ХС1. 1962. 179 с.

Янина Т.А. Морские плейстоценовые моллюски дагестанского побережья Каспия, их стратиграфическое и палеогеографическое значение. Автореф. канд. диссерт. М.: МГУ, 1981. 26 с.

Янина Т.А. Дидакны Понто-Каспия. Москва-Смоленск: Маджента, 2005. 300 с.

Янина Т.А. Палеогеография бассейнов Понто-Каспия в плейстоцене по результатам малакофаунистического анализа. Автореф. докт. диссерт. М.: МГУ, 2009. 42 с.

Янко В.В. Четвертичные фораминиферы Понто-Каспия. Автореф. докт. диссерт. Одесса, 1989. 48 с.

Яхимович В.Л., Немкова В.К., Дорофеев П.И. и др. Плейстоцен нижнего течения р. Урал. Уфа: БФАН СССР, 1986. 135 с.

Alexandrowicz S. The stratigraphy and malacofauna of the Holocene sediments of the Pradnik River Valley// Bull. Pd. Acad. Sci. Earth Sci. N 2. 36. 1988. pp. 109-120.

Alexandrowicz S. Malacofauna of the Late Vistulian and Early Holocene lacustrine chalk from raztoki near Jaslo (Jaslo=Sanok depression)// Acta paleobot. 27. N 1. 1987. pp. 67-74.

Alexandrowicz S., Batrum J., Maruszczak H. The malacofauna of the Younger and Older Loess of the Przemysl region, E. Poland//Lesz. Nauk. Folia Malacol./AGH Krakowie. N 3. 1989. pp. 7-21.

Allison R.C. Late Oligocene through Pleistocene molluscan faunas in the Gulf of Alaska region// The Veliger. v. 21. N 2. 1978. pp. 171-188.

Basilyan A.E., Bylinskaya M.E. The shelf of the Kamchatskii Cape, Eastern Kamchatka, in the Late Pliocene and Early Quaternary (Ol'khovaya time)//Stratigraphy and Geological Correlation. 1997. V 5. N. 3. P. 281-289.

Brigham J.K. Marine stratigraphy and amino acid geochronology of the Gubik Formation, western Arctic Coastal Plain, Alaska. PhD dissertation. Univ. of Colorado. Boulder. 1985. 312 p.

Brigham-Grette J.K., Carter L.D. Pliocene marine transgressions of Northern Alaska: circumarctic correlations and paleoclimatic interpretation// Arctic. v.45. N 1. 1992. pp. 74-89.

Carter L.D., Repenning C.A. et al. Gubik and pre-Gubik Cenozoic deposits along the Colville river near Ocean Point, North Slope, Alaska// US Geol. Surv. circ. 751-B. 1977. pp. 12-14.

Carter L.D., Brigham-Grette J.K., Hopkins D.M. Late Cenozoic marine transgressions of the Alaskan Arctic coastal plain// Geol. Surv. of Canada open-file report 1237. 1986. pp. 21-26.

Carter L.D., Brigham-Grette J.K., Marincovich L., Hillhouse J.W. Late Cenozoic Arctic ocean sea ice and terrestrial paleoclimate// Geology. v. 14. 1986. pp. 675-678.

Durham J.W., MacNeil F.S. Cenozoic migrations of marine invertebrates through the Bering Strait region// The Bering Land Bridge. Stanford Univ. Press. 1967. pp. 326-349.

Eichwald E. Faunae Caspiimaris primitae// Bull. de la Soc. Imp. des Naturaeistes de Moscou. 1838.

Fyles J.G., Marinkovich L., Matthews J.K., Barendgert R. Unique mollusc find in Beaufort (Pliocene) on Meighen Island, Arctic Canada// Geol. Surv. of Canada. current res. part B. paper 91-1B. 1991. pp. 105-112.

Hopkins D.M. The Cenozoic history of Beringia: a synthesis// The Bering Land Bridge. Stanford Univ. Press. 1967. pp. 451-484.

Hopkins D.M., MavNeil F.S. A marine fauna probably of late Pliocene age near Kivalina, Alaska// US Geol. Surv. Prof. paper. 400-B. 1960. pp. 339-342.

Hopkins D.M., MacNeil F.S., Leopold E.B. The coastal plain at Nome, Alaska, a late Cenozoic type section for the Bering Strait region// Report of the Intern. Geol. Congr. 21-st section. pt. 4. Copenhagen. 1960. pp. 46-57.

Hopkins D.M., Rowland R.W., Patton W.W. Middle Pleistocene molluscs from St. Lawrence island and their significance for the paleo-oceanography of the Bering Sea// Quat. Res. v. 2. N 2. 1972. pp. 119-134.

Hopkins D.M., Rowland R.W., Echols R.E., Valentine P.C. An Anvillian (Early Pleistocene) marine fauna from western Seward peninsula, Alaska// Quat. Res. N 4. 1974. pp. 441-470.

Kaufman D.S., Hopkins D.M. Late Cenozoic geologic controls on placer-gold distribution at the Nome nearshore area// US Geol. Bull. N 1903. 1989. pp. 26-45.

Kaufman D.S. Aminostratigraphy of Pliocene-Pleistocene high sea-level deposits, Nome coastal plain and adjacent nearshore area, Alaska// Geol. Soc. Amer. bull. v. 104. 1992. pp. 40-52.

Knebel H.J., Creager J.S., Echols R.J. Holocene sedimentary framework East-central Bering Sea continental shelf// Marine geology and oceanography of the Arctic seas. 1974.

Lozek V. Contribution of malacology to the chronological subdivision of the Central European Holocene// Strial. 16. 1982. pp. 84-87.

Lozek V. Moglichkeiten und Perspektiven der Malakoanalyse in Ablagerungsfolgen des binnenlandes// Paleontol. Conf. Dep. Paleontol. Fac. Natur. Sci. Charles Univ. Praha. 1977. Praha. 1978. pp. 253-268.

Lozek V. Faunengeschichtliche Grundlinien zur spatund nachoiszeitlichen Entwicklung der Molluskenbestande in Mitteleuropa// Rozpr. CSAV.MPV. 92. N 4. 1982. 116 p.

MacNeil F.S. Cenozoic megafossils of Northern Alaska// US Geol. Surv. Prof. paper. 294-C. 1957. pp. 99-126.

MacNeil F.S., Mertie J.B., Pilsbry H.A. Marine invertebrate fauna of the buried beaches near Nome, Alaska// J. of paleontol. v. 17. N 1. 1943. pp. 69-96.

Marincovich L., Brouwers E.M., Hopkins D.M., McKenna M.C. Late Mesozoic and Cenozoic paleogeographic and paleoclimatic history of the Arctic Ocean basin, based on shallow-water marine faunas and terrestrial vertebrates// The geology of North America. v. L. The Arctic Ocean region. chapter 23. The Geol. Soc. of Amer. 1990. pp. 403-426.

Markovic-Marjanovic J. Data concerning the stratigraphy and the fauna of the Lower and Middle Pleistocene Jugoslavia// Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 8. N 2-3. 1970.

Miller D.J. Late Cenozoic marine glacial sediments and marine terraces of Middleton island, Alaska// The J. of geology. v. 61. 1953. pp. 17-40.

Nelson R.E., Carter L.D. Pollen analysis of a Late Pleistocene and Early Pleistocene section from the Gubik Formation of Arctic Alaska// Quat. Res. v. 24. 1985. pp. 295-306.

Repenning C.A., Brouwers E.M., Carter L.D., Marincovich L., Ager T.A. The Beringian ancestry of *Phenacomys* (Rodentia: Cricetidae) and the beginning of the modern Arctic ocean borderland biota// US Geol. Surv. bull. N 1687. 1987. 31 p