

ГЛАВА III.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА В ЦЕЛЯХ СТРАТИГРАФИИ, ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И КОРРЕЛЯЦИИ ПРИРОДНЫХ СОБЫТИЙ ГЛЯЦИОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА

Полученный фактический палинологический материал в виде состава спорово-пыльцевых спектров требует специфической обработки и трактовки для использования его в решении вопросов следующих основных направлений:

- 1) стратиграфия (расчленение разреза, принадлежность к стратиграфическому интервалу – надгоризонту, горизонту, подгоризонту, слою, возраст осадков);
- 2) палеогеография (климат – температура, осадки; изменение уровня водоёма, растительности, флоры, миграция лесообразующих пород, зональность растительного покрова, закономерность и скорость седиментогенеза, развитие палеоводоёмов, антропогенный фактор, физико-географические провинции, условия залегания органогенных толщ, площадное распространение палеоводоёмов и др.);
- 3) корреляция во времени и пространстве (внутри одного водоёма, региональная и межрегиональная широтная и меридиональная, палинологические профили); 4) морфология растительных микрофоссилий.

Постепенный переход обобщения палинологических данных от частного разреза к целой группе в пределах региона, затем сопредельных областей, позволил изучить закономерности развития природной среды антропогена на обширной территории. При этом объём информативных палинологических данных для древних эпох в определённой мере близок к объёму материалов современного этапа, полученных основными отраслями наук (геологией, географией, биологией, ботаникой, гидрологией, геофизикой и т. д.).

3.1. Принцип расчленения палинологических диаграмм по составу спектров и выделение палинокомплексов.

На построенных палинологических диаграммах горизонтальными штрихпунктирными линиями проводятся границы между интервалами с близким составом спорово-пыльцевых спектров, слагающих палинокомплексы. Последние могут характеризоваться как одним, так и несколькими образцами. Каждая кривая таксона растений на диаграмме подвергается анализу и на ней выделяются уровни различного ранга колебаний, с которых растительные микрофоссилии начинали появляться, постоянно присутствовали в разрезе (эмпирическая граница), имели тенденцию к повышению (рациональная граница) или понижению (пессимум) своих значений, образовывали максимумы (кульминация, оптимум) и минимумы, начинали исчезать. Границы палинокомплексов проводятся между образцами. Такое детальное расчленение диаграммы на основе суммы всех компонентов спектров слагает детальную микростратиграфию изученных разрезов с учётом влияния локальных (вариации состава споровых, трав), региональных (значение отдельных лесообразующих пород) и общих (сукцессии древесных пород в зависимости от климатических колебаний, соотношение общего состава спектров в зависимости от типа ландшафта) факторов. Отмечалось совпадение большинства границ уровней распространения таксонов по разрезу, а также этих уровней с границами литологических разностей осадков. Тщательный анализ изменения компонентов спектров дает возможность с помощью палинологического анализа выделять слои, время накопления которых, например, в голоцене измерялось в абсолютной геохронологии отрезками до 100-300 лет.

Выделенные на диаграмме палинокомплексы, являясь условными подразделениями относительной хронологии за время накопления изученной толщи осадков, составляют основу стратиграфического расчленения разрезов. Палинологическая диаграмма разреза, полностью отражающая последовательную смену с низу вверх состава спектров, порядок следования палинокомплексов за время формирования изученной толщи осадков, принимается нами за эталонную, а разрез, который она характеризовала – в качестве опорного, в комплексе же с другими палеонтологическими методами исследований геологический разрез принимал статус (ранг) стратотипического. В силу того, что различные географические области (провинции, районы) имели свою историю развития растительного покрова, эталонные палинологические диаграммы также различны для разных территорий. Ранее палинологами для большой по площади территории строилась «средняя диаграмма», для которой вычислялся усреднённый состав спектров на основе обобщения диаграмм разрезов с осадками различных генетических типов, изученных с разной степенью детальности. Ныне при изучении разрезов на основе учащённого отбора проб и использовании всего имеющегося флористического материала для микростратиграфии отложений, необходимости в «средних диаграммах» нет.

3.2. Реконструкция растительных ассоциаций.

В решении вопросов восстановления природы геологического прошлого важное место отводится принципу актуализма. Вместе с тем, принимается во внимание то обстоятельство, что недооценка погрешностей в формировании спорово-пыльцевых спектров тафоценозов (продуктивность пыльцы и спор, их летучесть, разнос, сохранность, переотложение, устойчивость к химической обработке и т. д.) усугубляет их значение и применение при палеоконструкциях различного характера. Наиболее приемлимым приёмом является попытка в различных природных зонах Восточно-Европейской равнины определить спорово-пыльцевые спектры современной растительности путём анализа субфоссильных пыльцы и спор с поверхности почвы и торфяников (таблица 4; рис. 4). Исследования основываются на главных положениях, разработанных В.П. Гричуком (Гричук, Заклинская, 1948; Гричук, 1950а, 1950б, 1950в) и сохранивших свою практическую значимость до настоящего времени. Исходя из них можно производить реконструкцию растительности прошлого по данным палинологического анализа: а) каждой растительной зоне свойственны свои вполне определённые спорово-пыльцевые спектры (несколько варьирующие в зависимости от типа обитания), довольно сильно отличающиеся от спектров других зон как сочетаниями, так и количественными соотношениями компонентов; б) состав спорово-пыльцевого спектра хотя и в самых общих чертах, но в целом правильно отражает характер растительности данной местности.

Таблица 4.

Типичные спорово-пыльцевые спектры различных природных зон Восточно-Европейской равнины (в %; Гричук, 1950а)

Состав пыльцы и спор	Тундра	Леса			Лесостепь	Степи ковыльные	Полупустыни
		Хвойные (таёжные)	Хвойно-широколиственные (смешанные)	Широколиственные			
Общий состав							
Древесная пыльца (AP)	30-40	50-85	45-80	40-70	5-30	<20	<5
Недревесная пыльца (NAP)	25-45	5-25	10-40	20-60	60-85	75-90	90-100
Споры (Spores)	20-50	10-35	5-15	5-30	<20	<20	<10
Состав древесной пыльцы							
<i>Picea</i>	15	40-100	45-95	<10	—	—	—
<i>Pinus</i>	5-75	40-100	45-95	10-70	35-100	75-100	75-100
<i>Betula</i>	5-80 B.nana	до 70	до 50	До 60	<15	<10 заносная	<10
Широколиственные породы	—	—	<10	>20	до 30	<10 Q,T,U,C	<10
Состав недревесной пыльцы							
<i>Ericaceae</i>	10-80	до 100	до 20	—	—	—	—
<i>Gramineae</i>	20	до 40	5-40	10-30	20-45	10-40	до 30
<i>Cyperaceae</i>	5-80	до 60	<15	<15	до 20	<10	<10
<i>Chenopodiaceae</i>	—	—	—	—	<15	5-30	15-80
<i>Artemisia</i>	—	+	+	+	—	до 20	до 40
Разнотравье	до 75 R.ch., Dr.oc.	10-85	45-90	60-90	50-80	25-75 St, Eph, E.c,K,p,A	20-70
Состав спор							
<i>Sphagnales</i>	10-50	20-95	<10	<10	—	—	—
<i>Bryales</i>	50-90	до 90	До 95	до 100	85-100	90-100	100
<i>Filicales</i>	+	<10	До 60	до 100	<15	<10	—
<i>Lycopodiaceae</i>	+	До 60	До 30	До 10	—	—	—

Сокращения: R.ch. - *Rubus chamaemorus*, Dr.oc. – *Dryas octopetala*, Q – *Quercus*, T – *Tilia*, U – *Ulmus*, C – *Carpinus*, Eph – *Ephedra*, E.c. – *Eurotia ceratoides*, K.p. – *Kochia prostrata*, A – *Atriplex oblongifolia*, + единично

Спектры лесного типа характеризуются преобладанием пыльцы древесных пород и споровых над пыльцой травянистых растений. Среди последних обычно присутствие пыльцы *Gramineae*, *Cyperaceae*, разнотравья, реже *Artemisia*; состав споровых, также как и пыльцы древесных пород варьирует в зависимости от принадлежности к той или иной формации лесов.

Наиболее выразительна формация широколиственных лесов по участию пыльцы широколиственных пород (*Quercetum mixtum*+*Carpinus* более 20%, в том числе *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Carpinus*), наряду с пыльцой *Pinus* и *Betula*, в меньшей мере *Picea*; недревесная пыльца сложена преимущественно разнотравьем, споровые – *Polypodiaceae* и *Bryales*.

Формация хвойных лесов представлена главным образом пыльцой хвойных (*Pinus*, *Picea*) пород, в меньшей мере *Betula*; среди недревесной пыльцы доминируют *Ericaceae* и *Cyperaceae* при участии *Gramineae*, разнотравья; из споровых господствуют *Bryales*, *Sphagnum*, *Lycopodiaceae*.

Формация хвойно-широколиственных (смешанных) лесов характеризуется преобладанием пыльцы хвойных (*Pinus*, *Picea*) пород, участием *Betula*, небольшой ролью широколиственных пород; в составе

недревесной пыльцы преобладает разнотравье, присутствуют *Ericaceae*, *Gramineae*, реже *Cyperaceae*; из споровых – *Bryales*, *Sphagnum*, *Lycopodiaceae*.

(рис. 4)

Спектры степного типа характеризуются господством и видовым разнообразием пыльцы трав и полукустарников при небольших значениях древесных пород и споровых. Наиболее представительна пыльца *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, а также *Gramineae*, последние из которых не являются определяющим компонентом спектров степного типа; споровые слагаются преимущественно *Bryales*, реже *Polypodiaceae*; среди древесной пыльцы господство принадлежит *Pinus* (заносной и местной) при участии в равной мере *Betula* (заносной) и широколиственных пород (*Quercus*, *Ulmus*). Видовые и родовые определения типичных степных растений (*Ephedra*, *Statice*, *Eurotia ceratoides*, *Kochia prostrata*, *Atriplex oblongifolia* и др.) подтверждают правильность отнесения спектров к степному типу.

Спектры тундрового типа в отличие от других типов не имеют характерной преобладающей группы компонентов; в общем составе спектров пыльца древесных пород, травянистых растений и споровые достигают примерно равных значений; древесная пыльца слагается преимущественно *Pinus* и *Betula* при участии *Alnus*, *Picea*, *Salix*; среди пыльцы травянистых растений обильны *Ericaceae* и *Cyperaceae*, нередко *Gramineae*; из споровых господствующее положение занимают *Bryales*, в меньшей мере *Sphagnum*. Наличие в большом количестве пыльцы таких типичных тундровых растений, как *Betula nana*, *Ericaceae*, присутствие *Dryas octopetala*, *Rubus chamaemorus*, *Alnaster fruticosus*, *Selaginella selaginoides*, *Lycopodium pungens* и других не вызывает сомнений в правильности отнесения спектров к тундровому типу.

В качестве переходных выделяются ещё сборные типы промежуточных спектров – *лесостепные* и *лесотундровые*.

Материалы палинологического изучения антропогенных отложений Беларуси отразили наличие тундрового и лесного типов спорово-пыльцевых спектров, соотносимых с соответствующими типами растительности: тундровым и лесным (формации хвойных, таёжных, хвойно-широколиственных (смешанных) и широколиственных лесов), а также перигляциального и ледникового типов спорово-пыльцевых спектров, соотносимых с перигляциальным (сочетание черт тундрового, лесного, степного типов растительности), и ледниковым типами растительности, не имеющими прямых аналогов среди известных современных субфоссильных спектров Европейской части России. Наиболее близки им растительность и флора перигляциальных и ледниковых горных областей и приполярных стран, откуда альпийские, аркто-альпийские формы, субарктические виды, группировки бореально-степных элементов в периоды расширения горных и возникновения материковых оледенений проникали на равнину и, сочетаясь вместе с сосновыми, берёзовыми, лиственничными лесами, высокотравными лугами, образовывали перигляциальный тип растительности – ассоциации лиственничных, берёзовых, сосновых редколесий, берёзовой лесостепи, богатых разнотравных формаций альпийско-степного типа (Лавренко, 1938а, 1938б; Крашенинников, 1939; Клеопов, 1941 и др.).

Сравнение состава каждого выделенного палинокомплекса на диаграмме с приведенными характеристиками основных типов спектров, даёт возможность отнести их к соответствующим типам растительности или установить их промежуточный характер. Надёжность и достоверность подобной интерпретации спектров подтверждалась особенностью состава видового богатства флоры. Подробное описание состава выделенных палинокомплексов в наибольшей степени позволяет реконструировать растительный покров: охарактеризовать степень залесённости территории и наличие открытых ландшафтов (по общему составу спектров и видовым определениям), определить состав древесного, кустарникового, травянистого ярусов, напочвенного покрова в растительных сообществах – лесных, луговых, озерных, болотных. Подобный анализ фактического материала способствовал переходу к реконструкции смен (сукцессий) растительности за время, на протяжении которого формировалась изученная толща осадков разреза. При этом подразумевается, что в интерпретации состава растительных сообществ учитываются только те растительные остатки, которые синхронны вмещающему осадку. С этой целью анализу в палинокомплексах подвергаются (Гричук, 1950):

1) компоненты спектров, которые различаются летучестью пыльцы и спор и определяют состав местной флоры и растительности и дальнего заноса: *локальные* – пыльца насекомоопыляемых травянистых растений, споры большинства спорофитов, переносимые по воздуху на расстояние в несколько метров; *сублокальные* – пыльца всех ветроопыляемых травянистых растений и крупных спорофитов (*Polypodiaceae*), переносимая по воздуху на расстояние в сотни метров; *субрегиональные* – пыльца всех насекомоопыляемых древесных пород и кустарников, пыльца ветроопыляемых кустарников и таких пород, как дуб, граб, бук и т. п., переносимая по воздуху на расстояние в километрах и десятки километров вследствие крупных размеров зёрен и сравнительно плохой летучести; *региональные* – пыльца древесных пород, переносимая по воздуху на расстояние в сотни километров (сосна, береза и др.);

2) экологически совместимые и несовместимые таксоны для расшифровки смешанных спектров в результате переотложения и переноса водой; только спорово-пыльцевые спектры современных верховых торфяников и обширных низинных болот формируются за счёт атмосферного «пыльцевого дождя» и могут считаться первичными, не засорёнными; спектры делювиальных, озёрных отложений, низинных внепойменных торфяников, аллювиальных осадков (бассейны мелких и средних рек, располагающиеся в пределах одной ландшафтной зоны) формируются за счёт осаждения пыльцы и спор из атмосферы и переноса талыми и дождевыми водами с территории бассейна; спектры аллювия крупных рек, бассейны которых располагаются в пределах нескольких ландшафтных зон, формируются

за счёт спор и пыльцы *in situ*, а также их переноса из разных по типу растительных областей; в ископаемом состоянии состав спорово-пыльцевых спектров указанных генетических типов осадков может быть ещё более смешанным за счёт переотложения растительных микрофоссилий хорошей сохранности из отложенной более древних геологических эпох;

3) синхронные и асинхронные вмещающему осадку микрофоссилии и другие остатки, чётко фиксирующие переотложение в спектрах: а) антропогенные пыльца и споры, находящиеся во вторичном залегании, имеющие, как правило, плохую сохранность (разрывы зёрен, стертость скульптурных элементов на поверхности оболочки), нарушенную объёмность, уплотнённость, сильную фоссилизированность, металлический блеск, более тёмный цвет (тёмно-коричневый, до чёрного); б) угольные частицы (волокнистый уголь как результат фюзенизации клеточных тканей органического вещества); в) минеральные частицы (пелитовая фракция); г) мозолистые тела; д) доантропогенные остатки (в большинстве случаев споры девона и карбона, нередко пыльца неогена за счёт источника сноса).

Наибольшее количество переотложенных растительных микрофоссилий приурочено чаще всего к поздне- и раннеледниковым образованиям, реже к осадкам промежуточных похолоданий межледниковий, изредка к различным интервалам межледниковий. На палинологических диаграммах пыльца и споры, находящиеся не *in situ*, изображаются не заштрихованными полями или особыми знаками. В конечном результате на диаграмме устанавливается последовательность смены палинокомплексов, спорово-пыльцевые спектры которых синхронны вмещающему осадку; справа от диаграммы наносятся порядковые номера палинокомплексов и индексы фаз развития растительности, соответствующие названию горизонта в стратиграфической шкале антропогена, что упрощает читаемость и корреляцию палинологических диаграмм.

3.3. Принадлежность растительных микрофоссилий к стратиграфическим интервалам.

Детальное микростратиграфическое расчленение палинологических диаграмм по составу спектров создаёт основу для установления последовательной смены палинокомплексов и фаз развития растительности на протяжении цикла оледенение—межледниковье—оледенение для различных хронологических уровней гляциоплейстоцена. В пределах каждого такого цикла мы рассматриваем сукцессии растительного покрова в течение предшествовавшего оледенения и позднеледниковья (перигляциальная, тундровая и лесотундровая растительность), межледниковья (хвойные таёжные → смешанные → широколиственные → смешанные → хвойные таежные леса), последующего раннеледниковья и оледенения (лесотундровая, тундровая и перигляциальная растительность). Разграничение этих типов растительности даёт возможность отнести их к ледниковому и межледниковому времени в ранге горизонтов. Объединение нескольких парных горизонтов (межледникового и ледникового) соответствует рангу надгоризонта, особенностью характеристики которого является эволюционный уровень флоры на уровне групп.

На протяжении межледниковья отчётливо выделяются интервалы раннемежледниковья (хвойные таёжные и смешанные леса), климатического оптимума (широколиственные леса), позднемежледниковья (смешанные и хвойные таёжные леса), соответствующие рангу подгоризонта. В свою очередь, каждый из этих интервалов состоит из нескольких фаз развития растительности на уровне смен кульминации основных лесных компонентов (раннемежледниковье – максимумы сосны, берёзы; климатический оптимум – максимумы дуба и вяза, ольхи и орешника, липы, граба и бука и других широколиственных пород; позднемежледниковье – максимумы сосны, ели, берёзы), что соответствует рангу слоя.

Таким образом, зная определённую последовательность фаз развития растительности, слагавшей природно-ландшафтные зоны, представлялось довольно уверенно устанавливать принадлежность их к определённому стратиграфическому подразделению гляциоплейстоцена: слою, подгоризонту, горизонту, надгоризонту. Более сложной задачей является определение возраста отложений в ранге горизонта, в меньшей мере это относится к ледниковым, в большей – к межледниковым, по которым имеется значительный объём ископаемого материала. В первом приближении о стратиграфическом положении межледникового горизонта можно судить по соотношению его с перекрывающим и подстилающим ледниковыми горизонтами, исходя при этом из количества установленных самостоятельных ледниковых эпох в районе исследования и местоположения данного разреза с межледниковыми осадками по отношению к краевым ледниковым образованиям, в пределах которых процессы дислокации формировали многократную повторяемость моренных горизонтов одного и того же времени. Вместе с тем, как уже отмечалось ранее, в ледниковом комплексе осадков достаточно постоянны переотложенные пыльца и споры различного возрастного интервала из более древних отложений (Еловичева, 2001; Горецкий и др., 1987). Но если споры девона и карбона можно легко отличить, то растительные микрофоссилии хорошей сохранности из неогена и раннего антропогена сложно выделить и исключить из состава палинокомплексов, между тем внесение их в списочный состав флоры (в особенности экзотов) заведомо приведёт к удревнению возраста отложений как ледниковых, так и межледниковых горизонтов. Однако более надёжны в решении вопроса о возрасте отложений антропогена материалы по истории флоры и растительности.

3.4. Комплексные исследования гляциоплейстоценовых и голоценовых отложений на основе сопряженного анализа.

Комплексные исследования древнеозёрных отложений палеонтологическими, геологическими, геохимическими и другими методами на основе сопряжённого анализа наиболее перспективны для

решения вопросов стратиграфии, корреляции и палеогеографии антропогена. Сопоставление полученных материалов по разрезам Беларуси и смежных областей позволило более обоснованно произвести детальное расчленение разновозрастных древнеозёрных толщ по составу пыльцы, спор, карпоидов, диатомей, остракод, моллюсков, насекомых, химических элементов с целью выделения этапов развития природной среды, установления переотложения этих органических остатков с учётом литологии осадков. По своей сути сопряжённый анализ подразумевает одновременный отбор проб на различные методы исследований и изучение каждого образца разреза различными методами, что позволяет в наибольшей мере производить сопоставления полученных результатов и выводов и более объективно оценивать достоинства и погрешности (особенно в переотложении) использованных методов. Весьма показательными в решении этих задач оказываются наиболее полные разрезы межледниковых образований с максимальной частотой опробования.

3.4.1. Сопряжённый палинологический и геологический анализ был использован при решении спорного вопроса об отторженцевой природе органогенной толщи шкловского межледниковья в овраге Нижнинский Ров (Горецкий, 1970, 1982; Горецкий и др., 1987). В этих целях вдоль оврага по его дну, на правом и левом бортах собственно органогенная толща осадков была прослежена на протяжении около 100 м и через каждые 3-6 м вскрыта 16 расчистками, углублёнными со дна оврага скважинами ручного бурения; по склону оврага также заложена серия расчисток, а на бортах — скважины опорного бурения, что позволило детально представить строение антропогенной толщи осадков в непосредственной близости от озёрно-болотной линзы (рис. 5). Достоверно установлено, что комплекс шкловских межледниковых образований перекрывается сожским ледниковым комплексом отложений и подстилается тремя моренными горизонтами, относимыми соответственно к днепровскому, березинскому и белорусскому оледенениям. Построенный нами продольный и поперечный геологический и палинологический профили через органогенную толщу Нижнинского Рва (рис. 6, 7), отражающие синхронное распределение по котловине древнеозёрных слоев по временным срезам шкловского межледниковья, выявили следующие закономерности.

1. Древнеозёрные образования имеют неразрывную и непосредственную связь с подстилающей их днепровской мореной через комплекс позднеледниковых осадков, последовательное и закономерное чередование состава спектров которых во всех исследованных нами расчистках позволяет выделить этот горизонт в качестве маркирующего (МГ-2). Следовательно, заложение и формирование озёрной котловины в складках подстилающей её днепровской морены, а также процесс последующего озёрного седиментогенеза в Нижнинском палеоводоёме начались уже после отложения днепровского моренного горизонта и с какими бы то ни было гляциотектоническими процессами формирования подстилающего озёрные осадки цоколя связи не имели.

2. Выше шкловской межледниковой толщи в расчистках прослежен последовательный переход от типично межледниковых образований к осадкам со спектрами перигляциального типа (времени формирования раннеледниковья сожского оледенения) и немых глинам различных оттенков, переходящих в шоколадные ленточные глины в основании сожского ледникового комплекса осадков. Этим подтверждается неразрывная связь шкловских межледниковых образований и перекрывающего их сожского моренного горизонта через комплекс раннеледниковых осадков.

3. Шкловские межледниковые осадки характеризуются наличием последовательной и чёткой литогенетической стратификации по вертикали, выдержанностью по простиранию, отсутствием выпадающих горизонтов.

4. Надёжное положение в органогенной толще занимают маркирующие горизонты: МГ-1 – слои гиттии начала лысогорского климатического оптимума; МГ-2 – глины днепровского позднеледниковья.

5. Достоверно обоснована увязка и чёткое соответствие палинокомплексов и их последовательное повторение от расчистки к расчистке по палинологическому профилю от бортов котловины к её центру, что делает его почти идентичным общему облику продольного геологического профиля через органогенную толщу, учитывающего только литологию осадков.

6. Характерно увеличение "мощности" соответствующих и однозначных спорово-пыльцевых комплексов от края озёрной котловины к её центру, что совпадает с увеличением истинной мощности и соответствующих отложений.

7. Падение (до 10-20°) слоёв, равно как и границ палинокомплексов от бортов котловины к её центру постепенно уменьшается за счёт увеличения мощности соответствующих им осадков в наиболее глубоководной части, что вполне реально отвечает картине строения, накопления и распределения органогенных слоёв современных (голоценовых) озёр и допустимо по отношению к Нижнинскому палеоводоёму как ненарушенной по строению и форме озёрной котловине.

8. Зрительное, кажущееся весьма резкое "падение" слоёв вверх по оврагу усиливается тем обстоятельством, что уровень дна оврага неуклонно повышается от устья к его вершине и обнажённой оказывается лишь третья часть органогенных образований, отвечающая литоральной и, главным образом, сублиторальной зонам древней котловины.

9. Вверх по оврагу в расчистках отмечается постепенное "нарастание" каждого последующих слоёв озёрно-болотных осадков и соответствующих им палинокомплексов (особенно после отложений второго лысогорского климатического оптимума – МГ-1), по всей вероятности размытых и плохо сохранившихся в нижней части оврага.

Приведенный фактический материал обоснованно доказывает, что шкловские органогенные слои сохраняют нормальную стратиграфическую последовательность, межледниковая толща осадков не

несёт в себе следов явных нарушений, которые вполне могли бы быть более заметными и проявиться значительно отчётливее при её отторженцевой природе (дизъюнктивные гляциодислокации). Строение палеокотловины Нижнинского водоёма и вмещающих её органогенных образований аналогично современным (голоценовым) водоёмам. Таким образом, и геологические (Горецкий, 1970, 1982), и палинологические данные свидетельствуют о залегании шкловских озёрно-болотных межледниковых отложений Нижнинского Рва in situ.

3.4.2. Примером комплексного литологического и палинологического изучения голоцена является исследование донных осадков в оз. Ричи по трём скважинам, заложенным в разных частях котловины (Кузнецов и др., 1992; рис. 8). Анализ сопоставления палинологического профиля со сменой фациального состава осадков по разрезу отражает закономерности седиментогенеза по временным срезам голоцена.

На протяжении DR-III на песчаном ложе котловины в её прибрежной зоне шло формирование ила глинистого опесчаненного с прослоем карбонатов, а на глубине – ила опесчаненного. В течение РВ-1-2 и ВО-1-2 прибрежная часть водоёма заросла и в ней шло интенсивное накопление торфа, в то время как в котловине продолжалось формирование опесчаненного и глинистого ила.

АТ-1 отличалась увеличением водности озера, в условиях которой в глубоководной части котловины началось формирование сапропеля кремнезёмистого и карбонатного, а вблизи берега – ила глинистого, опесчаненного, сапропеля кремнезёмистого. Похолодание климата в АТ-2 отразилось в накоплении кремнезёмистого сапропеля в прибрежной зоне водоёма, но не изменило ритма карбонатного седиментогенеза на его глубине. Начиная с АТ-3 в наиболее глубоководной части котловины оз. Ричи (скв. 10) формирование карбонатных осадков повысило свою интенсивность по сравнению со скв. 9, что выразилось и в большей мощности этого слоя; у берега откладывались глинистые илы. В конце АТ-3 наиболее глубоководная часть котловины оказалась близ скв. 9, где шло формирование кремнезёмистого сапропеля, а в прибрежной зоне и в пределах скв. 10 – сапропеля тонкодетритового. В SA и SB по всей котловине озера накапливался сапропель кремнезёмистый, и лишь в SA-3 в прибрежной и глубоководной (скв. 9) частях водоёма формировался глинистый ил.

Фациальные различия осадконакопления по площади водоёмов отражены при изучении донных отложений озёр Соломирское и Бобрица по двум скважинам в каждом (см. рис. 8). В оз. Соломирское в АТ-1 на глубине шло накопление сапропеля кремнезёмистого с железо-кальциевой карбонатностью, которое сохранялось и в АТ-2, АТ-3, а в прибрежной части этот цикл седиментогенеза сменился кремнезёмистым сапропелем, который продолжает существовать и по настоящее время. В пределах же глубоководной зоны водоёма уже с конца АТ-3-в началось накопление тонкодетритового сапропеля, интенсивность которого в постоптимальное время превысила уровень осадконакопления прибрежной зоны. По профилю разрезов оз. Бобрица (см. рис. 8) видно, что процесс накопления озёрной извести в разных частях котловины шёл без заметных изменений в течение АТ, SB, SA-1. Лишь на протяжении SA-2-3 на глубине формировался сапропель кремнезёмистый с повышенным содержанием карбонатов, а затем карбонатный сапропель.

Приведенные данные позволяют с большей долей достоверности оценить значение современного и древнего процессов седиментогенеза в пределах водоёмов, что даёт предпосылки в решении вопросов экостратиграфии и палеогеографии.

3.4.3. Сопряжённый палинологический и карпологический анализ использовался при исследовании разрезов у дд. Козья, Орляки, Авдеевичи-Кашино, Прялица, Костеши, Нижнинский Ров, Акулово, Смоленский Брод.

В разрезе Козья (Еловичева, 1981б; рис. 9, 10) в сожском позднеледниковом комплексе осадков выделен характерный состав спектров, угольные частицы, перетолженные доантропогенные споры, а в составе макрофлоры – *Selaginella tetraedra Wieliczki*, *S. selaginoides*, *Potamogeton vaginatus*, *P. filiformis*. В толще осадков межледниковья карпологическими исследованиями установлено, что его предоптимальные фазы, наряду с теплолюбивыми и вымершими видами (*Azolla interglacialica Nikit.*, *Salvinia natans* и др.), сочетают не меньше, чем в позднеледниковое время количество холодолюбивых форм (*Selaginella selaginoides*, *S. tetraedra*, *Betula humilis*). В течение климатического оптимума постепенно нарастает как общее количество видов макрофлоры, так и число каждого вида. Первый резкий "скачок" приходится на начало фазы *Carpinus*, чётко определяя границу термоксеротического и термогидротического этапов развития растительности муравинского межледниковья. Второе увеличение числа макрофлоры отмечено с фазы *Picea*, что отражает новое изменение климатической обстановки.

Наиболее богатая макрофлора муравинского межледниковья выявлена во второй половине климатического оптимума: из 13 показательных видов пять имеют повсеместное распространение по разрезу (*Najas marina*, *N. flexilis*, *Salvinia natans*, *Scirpus lacustris*, *Tilia tomentosa*), семь видов свойственны только верхней половине оптимума (*Potamogeton acutifolius*, *P. obtusifolius*, *P. e. gr. maackianus*, *Lemna trisulca*, *Sparganium microcarpum*, *Dulichium arundinaceum*, *Carpinus betulus*) и только один вид (*Cladium mariscus*) отмечается в нижней половине оптимума. В фазу максимума пыльцы *Quercus* и *Ulmus* необычно присутствие макроостатков *Selaginella selaginoides*, а в фазу *Tilia* – исключительно *Tilia tomentosa* – вида, практически не установленного по пыльце в верхнем плейстоцене. Наиболее чётко по пыльце и карпоидам совпадает время появления и распространения *Alnus*, *Carpinus*, *Picea*, чего нельзя сказать об их максимумах. Не синхронны остатки *Corylus*, *Tilia* и других древесных и кустарниковых

пород, травянистых растений. Вместе с тем, обоснованно можно выделять обоими методами интервалы с переложенными формами.

В разрезе Орляки (Еловичева, 1981б) более полно представлена вторая половина климатического оптимума муравинского межледниковья, в меньшей – раннеледниковье, первая половина оптимума; интервал сожского позднеледниковья, охарактеризованный палинологически, в карпологическом отношении не исследовался. Охарактеризованная обоими методами толща озерно-болотных отложений содержит 35 форм макроостатков, число которых постепенно уменьшается вверх по разрезу. Среди них одна вымершая (*Brasenia holsatica*), свойственная только муравинскому межледниковью и приуроченная к фазе *Carpinus*, три экзотических из более северных областей, чем район исследований (*Potamogeton filiformis* – встречен по всему разрезу, *Najas flexilis*, *Selaginella selaginoides* – установлены в фазу *Carpinus*) и две редковстречаемые (*Salvinia natans*, *Zannichellia* sp.), из которых первая охватывает весь разрез, а вторая выделена из отложений раннемежледниковья. Сходство палинологических и карпологических данных заключается в соответствии выделенных древесных форм (*Pinus*, *Betula*, частично *Alnus*), различие – в весьма небольшом представительстве макроостатков древесных пород, отсутствии в них широколиственных, особенно *Carpinus* (по пыльце характерен для этой фазы климатического оптимума), приуроченности *Selaginella selaginoides* к оптимуму межледниковья. В целом термогидротический этап развития растительности муравинского межледниковья не нашел отражения по макроостаткам древесных пород, как это отмечалось в разрезе у д. Козья. Перерыв в осадконакоплении (слой подстилающего торфа песка) выделен обоими методами: максимумом пыльцы *Pinus* и резким уменьшением числа видов макрофлоры.

В разрезе Прялица (Санько и др., 1989; рис. 11, 12) обоими методами изучены осадки сожского позднеледниковья, муравинского межледниковья (чериковский климатический оптимум), поозёрского раннеледниковья. Наибольшее число видов макрофлоры характерно для второй половины оптимума (особенно для слоя торфа), наименьшее – в поздне- и раннеледниковых слоях. Сожский позднеледниковый палинокомплекс содержит переложенные доантропогеновые споры, поэтому выявленные в нём пыльца мезо- и термофильных пород, макроостатки *Azolla interglacialica* также необходимо считать переложенными. Однозначно фиксируются здесь максимумы пыльцы и карпоидов *Betula* sect. *Nanae* и *Betula* sect. *Fruticosae*. Вместе с тем, большое содержание пыльцы *Picea*, *Pinus* и *Betula* sect. *Albae* вообще не отражено в составе макрофлоры, хотя в межледниковое время фазы ели, сосны и берёзы выражены и составом карпоидов. Чётко по пыльце и макроостаткам совпадает время появления и распространения *Alnus*, *Corylus*, *Quercus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Trapa natans*. Распространение *Salvinia natans* неоднозначно – массы приурочены только к фазе пыльцы *Carpinus*, а карпоиды охватывают более длительный интервал: с фазы *Quercus* муравинского межледниковья по сожское раннеледниковье. Среди характерных видов этого межледниковья семь распространены повсеместно по разрезу (*Najas marina*, *Salvinia natans*, *Scirpus lacustris*, *Tilia tomentosa*, *T. platyphyllos*, *Sparganium microcarpum*, *Caulinia flexilis*), два вида встречены в первой половине оптимума (*Potamogeton obtusifolius*, *Cladium mariscum*) и три вида отмечаются только во второй его половине (*Potamogeton acutifolius*, *Dulichium arundinaceum*, *Carpinus betulus*).

В разрезе Авдеевичи-Кашино (Санько, Еловичева, 1978; рис. 13, 14) выделены осадки муравинского межледниковья и сожского позднеледниковья. В нём максимальное количество видов макрофлоры также приурочено ко второй половине межледникового оптимума. В отличие от других разрезов, макрофлора травянистых растений в своём большинстве слагается остатками наземных форм. В осадках сожского позднеледниковья встречена пыльца термофильных и мезофильных пород, которая как и остатки макрофлоры *Salvinia natans*, *Nuphar luteum*, *Najas marina*, по-видимому, является переложенной. Однозначны по пыльце и макроостаткам максимумы *Pinus*, *Betula*, хотя в раннемежледниковое время фаза *Pinus* не получила отражения в составе макрофлоры, как и фаза *Picea* в позднеледниковье. В межледниковое время весьма спорно нахождение *in situ Selaginella selaginoides*, *S. cf. tetraedra*. Довольно чётко по данным обоих методов совпадает время распространения *Alnus* и *Corylus*.

Разрез скв. 176 у оз. Любязь (Грузман и др., 1980; Еловичева и др., 1981а; рис. 15, 16) характеризует отложения сожского позднеледниковья и муравинского межледниковья. Позднеледниковый интервал также содержит арктобореальную флору, переложенную пыльцу мезо- и термофильных пород; адекватны по данным обоих методов только максимумы *Betula*, чего нельзя сказать о *Pinus*, макроостатки которой в фазе *Carpinus* соответствует минимальному содержанию по пыльце. В отложениях второй половины климатического оптимума обоими методами выделяются фазы *Tilia*, *Carpinus*, *Pinus*, *Picea*, *Betula*, *Alnus*; не отражена в составе макрофлоры фаза *Corylus*. Здесь же отмечены и находки арктобореальных форм *Selaginella selaginoides*, *Betula humilis*, *Potamogeton filiformis* и др. Позднеледниковью адекватны только находки пыльцы и макроостатков *Betula* sect. *Albae*.

В разрезе Костеши (Логойко, Еловичева, 1975; Еловичева, 1979а) в комплексе днепровских позднеледниковых осадков оба метода отмечают присутствие *Larix* и *Picea*, характерных представителей этого времени. Здесь же определены *Selaginella selaginoides*, *Potamogeton filiformis*, *Salvinia natans* и вымершие – *Azolla pseudopinnata* Nikit., *A. interglacialica* Nikit. Последние считаются характерными для шкловского межледниковья (но только раннеплейстоценового). Сопряжённый анализ отмечает приуроченность этих видов не к межледниковому, а позднеледниковому интервалу, присутствие их совместно с пыльцой и спорами холодолюбивых растений вряд ли можно считать синхронным осадку (рис. 17).

Комплекс собственно шкловских межледниковых образований чётко фиксируется на карпологической диаграмме резким возрастанием общего числа видов и форм макроостатков. Распределение их на группы по условиям обитания позволяет наглядно проследить этапы развития биогеоценозов палеоводоёма Костеша – от довольно глубоководного в позднеледниковье и начале межледниковья, постепенно зараставшего в течение климатического оптимума и наконец ставшего болотом к концу его. Фаза любанского климатического оптимума, чётко выраженная максимумом пыльцы *Quercetum mixtum*, *Alnus*, *Corylus*, вовсе не содержит макроостатков этих пород. Вместе с тем, адекватны находки пыльцы и карпоидов *Pinus*, *Betula*, *Aldrovanda*, *Typha*, *Alisma* (рис. 18).

В разрезе **Нижнинский Ров** (Горецкий, 1970; Махнач и др., 1970в; Махнач, 1971; Еловичева, 2001; Горецкий и др., 1987) климатические оптимумы чётко фиксируются остатками карпоидов древесных широколиственных пород, которые почти исчезают в фазы промежуточных похолоданий. Адекватным по пыльце и макроостаткам является распространение *Pinus*, *Picea*, *Betula*, *Alnus*, *Tilia*. Вместе с тем, макрофлора оптимумов довольно часто содержит находки арктобореальных растений – *Betula nana*, *Larix*, *Selaginella selaginoides*. Сложность в развитии Нижнинского палеоводоёма в полной мере отражается комплексами палино- и макрофлоры, которые дополняя друг друга наиболее объективно и наглядно представляют процесс эволюции биогеоценозов (рис. 19, 20).

В разрезах скв. 4 и 5 у д. **Акулово** (Еловичева, 1980б) фаза любанского климатического оптимума шкловского межледниковья содержит наименьшее по разрезу количество карпоидов. Типичны среди них представитель шкловского возраста *Potamogeton sarjanensis Wielicz.*, александрийско-шкловский *Najas macrosperma Wielicz.* Остатки термофильных древесных пород здесь полностью отсутствуют. Основное же количество карпоидов приходится на начало промежуточного похолодания (фаза *Pinus* и *Betula* из слоя торфа), для которого выявлено основное количество экзотических форм растений, определяющих раннеплейстоценовый возраст ископаемой флоры. В связи с этим неправомерно использование общего списка флоры данного разреза для утверждения о возрасте вмещающих его отложений без подразделения на интервалы, к которым относятся растительные остатки.

В отложениях верхнего климатического оптимума разреза Акулово с "лихвиноподобным" составом спектров, наряду с типично лихвинскими вымершими формами (*Aracites interglacialicus Wielicz.*, *Myriophyllum spinulosum Dorof.*, *Najas goretzkyi Dorof.*), редковстречаемыми теплолюбивыми (*Salvinia natans*) установлены и бореально-арктические (*Selaginella selaginoides*, *Betula humilis*, *Rubus cf. chamaemorus*), максимальное количество которых приурочено к середине оптимума. Отмечаемое по пыльце здесь же число переотложенных доантропогенных микрофоссилий, угольных частиц свидетельствует об искажении истинного состава спектров в данных осадках, в связи с чем и к выделенному составу макрофлоры, вмещающему переотложенный лихвинский комплекс, следует подходить весьма критически.

В разрезе **Смоленский Брод** (Еловичева, 1978в, 1979б; Вазнячук і інш., 1979) охарактеризованы осадки позднеледниковья и смоленского межледниковья. Позднеледниковому интервалу синхронны находки *Picea*, *Larix*, *Betula* (древовидной и низкорослой), раннемежледниковому – *Pinus*, *Betula*. Наибольшее число видов макрофлоры свойственно оптимуму. Отчётливо выраженные фазы пыльцы *Alnus*, *Larix*, *Quercus*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Carpinus*, *Acer* находят отражение и в находках макрофлоры. Совершенно не отражены фазы *Corylus*, *Ulmus*. Комплекс вымерших (*Potamogeton dvinensis*, *P. dorofevii*, *Najas lithuanica*, *Carex paucifloroides*, *Brasenia borysthonica*, *Nymphaea cinerea*, *Euriale cf. bielorusica*), экзотических и редковстречаемых термофильных (*Salvinia natans*, *Dulichium arundinaceum*, *Trapa sp.* и др.) видов соответствует раннемежледниковью, климатическому оптимуму и позднемежледниковью. Здесь не отмечено распространение аркто-бореальных видов макрофлоры в межледниковое время, как это выявлено в ранее описанных. В данном разрезе классическое отражение находит процесс эволюции биогеоценозов, свидетельствуя о постепенном развитии глубоководного водоёма, его зарастании и превращении в болото.

3.4.4. Сопряжённый палинологический и диатомовый анализ использовался при исследовании разрезов у д. Малые Новосёлки (скв.26) и у д. Ишкольдъ (скв.127).

В муравинских межледниковых осадках разреза скв. 26 у д. **Малые Новосёлки** (Хурсевич, Яловичева, 1979; рис.21, 22) отчётливо проводится граница между термоксеротическим (циклотеллевым) и термогидротическим (мелозировым) этапами развития наземной и водной растительности. На протяжении первого этапа (фазы *Quercus* и *Ulmus*, *Corylus*, *Tilia*) происходили неоднократные изменения как общего состава экологических групп диатомей по местообитанию, так и количественные соотношения видов, свидетельствующие о том, что уровень воды в водоёме не был стабильным и колебался в зависимости от изменения климата (переход олиготрофного водоёма в эвтрофный). Этому ритму изменения озёрного режима достаточно чётко соответствуют и последовательные смены фаз развития наземной растительности.

Фазе максимума *Quercus* и преобладания циклотеллевой флоры, максимуму эпифитов свойственно развитие олиготрофного и среднеглубокого водоёма. В фазу обилия *Corylus* и *Alnus*, увеличения роли планктонных видов циклотелла отмечается углубление водоёма, в котором в последующем (снижение роли *Corylus*, максимум развития донных водорослей и эпифитов) происходит некоторое снижение уровня воды. Максимум пыльцы *Tilia*, *Corylus* и *Alnus* совпадает с ростом количества планктонных форм (в основном циклотелла, в меньшей мере мелозира), что свидетельствует о постепенном процессе эвтрофирования водоёма, увеличении его водности. Фаза *Tilia*, *Pinus*, *Alnus*,

увеличения количества *Carpinus*, а также дальнейшее возрастание содержания тепловодных планктонных видов мелозира отражают эвтрофный характер палеоводоёма.

Во время второго термогидротического этапа развития растительности муравинского межледниковья (фаза *Carpinus*) климат имел направленность в сторону повышения влажности, максимум которой совпадал с увеличением роли пыльцы *Alnus*, *Picea*, спор *Osmunda* и массул *Salvinia natans*. В водоёме наибольшего расцвета достигли водоросли мелозира, типичные представители тёплых, богатых минеральными веществами эвтрофных вод глубоких озёр. Уровненный режим эвтрофного водоёма был довольно высоким и характеризовался стабильностью, хотя в верхней части разреза отмечалось некоторое падение его трофности (возросло число форм циклотеллевых) при сохранении высокого уровня воды, что, возможно, связано с отмечаемым по спорово-пыльцевым данным размывом и переотложением антропогенных и доантропогенных микрофоссилий с одновременным резким снижением числа зёрен в препаратах.

В разрезе скв. 127 у д. Ишкольдъ (Еловичева, Хурсевич, 1981; рис. 23, 24) исследованы отложения александрийского межледниковья, накопившиеся в течение двух климатических оптимумов, разделённых промежуточным похолоданием, в пред- и постоптимальные фазы. Палеоводоём, бывший в предоптимальную фазу (*Pinus*, *Larix*) глубоководным (мелозировая флора), к концу её (максимумы *Betula*, *Larix*) быстро обмелел: увеличилась роль эпифитов (опефора, фрагилярия) и особенно донных диатомей (навикула, амфора). Водоём был мезотрофным со щелочной реакцией среды. В течение раннего оптимума озеро, по всей вероятности, оставалось неизменным, обмелевшим (диатомовые отсутствуют), что может быть связано и с усиленным привнесом терригенного материала.

Промежуточное похолодание (максимум *Pinus* с участием *Alnus*, *Picea*, *Abies*) характеризовалось вначале развитием планктонных циклотеллевых и бентосных (цимбелла) форм, а затем обильной мелозировой пелагиальной флорой. Умеренно-теплолюбивые и тепловодные водоросли предпочитали богатые минеральными веществами эвтрофные озёра. Впоследствии в эту фазу сосны интервал с единичными диатомеями сменился интервалом с преобладанием планктона (мелозира), характеризующего существование глубокого слабоолиготрофного палеоводоёма. В фазу *Abies*, *Pinus* и *Alnus* увеличилась роль циклотеллевой флоры с представителями обрастателей (опефора, фрагилярия) и донных видов (навикула, амфора), что свидетельствовало о слабоолиготрофных условиях озера, относительно неглубокого. В конце похолодания (фаза *Pinus*) увеличение роли планктонной мелозировой флоры отразило этап существования глубокого и эвтрофного водоёма.

Поздний климатический оптимум (фаза *Quercetum mixtum*, *Alnus*, *Corylus*, *Abies*) существенно отличается от раннего оптимума сменой диатомовой флоры на планктонную, циклотеллевую и сохранением устойчивого высокого уровня воды в слабоолиготрофном водоёме со щелочной реакцией среды.

В постоптимальное время озеро, вначале (фаза *Pinus*, *Picea*, *Alnus*) существенно обмелело (диатомовые единичны), затем вновь (максимум *Picea*, *Abies*, *Pinus*, *Alnus*, *Quercetum mixtum*, *Corylus*) стало глубоководным со слабоолиготрофным режимом (преобладают планктонные формы, главным образом циклотеллевые).

3.4.5. Сопряжённый палинологический и остракодологический анализ использован при изучении отложений муравинского и шкловского межледниковий. В разрезе скв. 30 у дд. **Леоновичи** и **Куковичи** (Еловичева, Зубович, 1985, 1988) палинологически охарактеризованы осадки муравинского межледниковья и поозёрского раннеледниковья. Находки фауны остракод относятся к слоям постоптимальных фаз (максимум *Pinus*). Выявленные ассоциации рачков, представленные 18 видами 10 родов 3 семейств, оказались обитателями биотопов постепенно мелевшего, умеренно-холодного палеоводоёма.

В разрезе скв. 176 у оз. **Любязь** (Еловичева, Зубович, 1985, 1988) исследовались осадки сожского позднеледниковья и муравинского межледниковья. Фауна остракод выявлена из интервала второй половины климатического оптимума (фаза *Carpinus*, *Pinus*) и представлена ассоциациями рачков 21 вида, 9 родов, 3 семейств. В своём большинстве они оказались обитателями биотопов умеренно-холодного, постепенно мелевшего палеоводоёма с глубинами не более 1,5 м, имевшего холодное подземное питание.

В разрезе скв. 3 в овраге **Нижнинский Ров** (Горецкий и др., 1987) палинологически изучены осадки днепровского позднеледниковья, шкловского межледниковья и сожского раннеледниковья. Палеоассоциация остракод выявлена из отложений конца днепровского позднеледниковья (фаза *Picea*, *Pinus*) и начала межледниковья (фаза *Pinus*, *Betula*). Представлена она 15 видами, 10 родов, 5 семейств. Полное отсутствие в составе тафоценоза теплолюбивых видов остракод, преобладание термоиндифферентных рачков и существенное количество холодолюбивых форм (кандон) свидетельствует о сравнительно низких температурах водной массы, а также глубинах, не превышавших 1,5 м (присутствуют герпетоциприиссы и лимноцитеры).

В разрезе оз. **Родничное** (Зубович, Еловичева, 1984; Еловичева, 1985в) изучены голоценовые осадки. В ВО-1 (фаза *Betula* с низкорослыми и кустарничковыми формами) палеоассоциации остракод характеризовали быстрое обмеление водоёма в условиях умеренно-холодного климата; в ВО-2 (фаза *Betula* и *Pinus*) – скачкообразное обводнение, а затем плавный подъём воды; в ВО-3 (фаза *Pinus* и *Betula*) – динамичные резконаправленные колебания глубин и температур, сохраняющиеся и на протяжении АТ-1 (фаза *Betula*, мезофильных и термофильных пород). Внутриоптимальному похолоданию (АТ-2; фаза *Picea*, *Betula*, *Pinus*) свойственно три макрофазы развития озера: а) обмеление с потеплением водной

массы; б) колебания глубин, температуры воды; в) обмеление с общим похолоданием водной массы. АТ-3 отличается вначале (фаза *Picea, Pinus, Quercetum mixtum, Alnus, Corylus*) стабильными глубинами и умеренными температурами, а затем колебаниями уровня водоёма и термическими свойствами воды. В SB и SA (фаза *Pinus*) развитие водоёма ознаменовалось наибольшими его глубинами и холодной водной массой. Характерно, что для данного разреза изменение водного режима водоёма по изменению ассоциаций остракод согласовывалось с ходом кривой общего содержания растительных микрофоссилий в препаратах.

3.4.6. Сопряжённый палинологический и палеознтомофаунистический анализ проведен при изучении шкловских межледниковых отложений в овраге **Нижнинский Ров** (Горецкий и др., 1987). Изменение комплексов видов насекомых (гидробионты, береговые, луговые, лесные) способствовало реконструкции палеоландшафта, история развития палеоводоёма, климата, наряду с материалами палинологических исследований (рис. 25, 26).

В конце раннего любанского климатического оптимума шкловского межледниковья (фаза *Pinus* с участием широколиственных пород) Нижнинский водоём представлял собой лесное озеро с открытой водной поверхностью и начинающим зарастанием и заболачиванием берегов: ольшаники и осока вблизи воды, по склону кленово-лиственничный лес.

Начало угловского промежуточного похолодания (максимум *Pinus*) характеризовалось постепенным зарастанием водоёма и превращением его в осоковое, осоково-гипновое, а затем ольхово-ивняковое болото; склон котловины вначале густо заросший, позднее стал более открытым, с участками травянистых ассоциаций (фаза *Pinus* и *Betula* с участием травяных формаций). В середине промежуточного похолодания (фаза *Pinus*) водоём вновь представлял собой лесное озеро с высоким уровнем воды, заболоченными берегами, позднее испытавших размыв наряду с развитием склоновой травянистой растительности (фаза *Betula*, наземных травянистых растений). Конец угловского похолодания ознаменовался вначале (фаза *Pinus* и *Betula*) падением уровня воды в водоёме, обнажением берега, развитием мезофильной луговой растительности, а затем (фаза *Pinus* и наземных трав) зарастанием прибрежной части мощной осоково-ивняковой полосой, а склона – хвойно-мелколиственным лесом.

Наступивший вслед за этим второй лысогорский термический максимум в свой оптимальный интервал не охарактеризован энтомофаунистически; заключительным же фазам его (*Pinus, Betula, Quercetum mixtum, Alnus, Corylus*) свойственны высокое поднятие уровня водоёма, развитие в нём плавающих растений, а на берегу – влажного луга и ольшаников.

На протяжении последующего ржавецкого похолодания (фаза *Betula* и наземных трав) наблюдалось падение уровня воды, развитие плавающих растений, береговая полоса была занята осоково-ивняковой растительностью с участием зонтичных, лугом и лесом (местами заболоченном).

Отложения третьего черницкого климатического оптимума и завершения шкловского межледниковья, а также раннеледниковья сожского оледенения энтомофаунистически не охарактеризованы.

Среднеиюльская температура по данным энтомофауны во время оптимумов была сходна с современной, а по палинологическим материалам, превышала нынешнюю на 2-3°. Степень экзотичности палино- и макрофлоры превышала современную, а следовательно, и климатические показатели термических максимумов не могли не превышать таковые по сравнению с голоценом. Кроме того, расчёты температурных показателей для второго лысогорского оптимума проводились по энтомофауне не из осадков его оптимального интервала, а только начала и конца оптимума, что не может адекватно характеризовать максимальные климатические величины. Особого интереса заслуживает оценка ранга угловского промежуточного похолодания, возводимая некоторыми исследователями до уровня самостоятельного оледенения. Отсутствие тундровых и характерных перигляциальных видов фауны насекомых не допускает возможности считать похолодание самостоятельным оледенением. Появление же в этих осадках бореального вида жужелицы *Eraphius rivularis* в геологической летописи антропогена связано обычно с заключительными фазами межледниковий и сопровождается распространением тёмно-хвойных лесов. В то же время быстрое восстановление биогеоценозов лесной зоны от промежуточного похолодания к лысогорскому оптимуму по сравнению с более длительным восстановлением ценозов после оледенений даёт основание полагать, что нарушение педокомплекса за время похолодания было незначительным. Эти выводы совпадают с обоснованием ранга похолодания по материалам палинологического анализа.

3.4.7. Сопряжённый палинологический и палеотериологический анализ использовался при исследовании разреза верхнего плейстоцена у д. **Приднепровье** (Санько и др., 1980). Палинологически охарактеризованы современная почва, лёссовидные суглинки и разделяющий их прослой погребённой почвы. Фауна мелких млекопитающих выявлена из отложений лёссовидного суглинка в основании разреза со спектрами, в которых преобладает *Betula pupescens, B. verrucosa*, большое участие *Betula humilis, B. nana*, участвуют *Pinus, Picea, Alnaster fruticosus, Dryas* и травы (господство *Ranunculaceae, Saxifragaceae*), что характеризует холодные перигляциальные условия. Видовой состав костных остатков представлен животными, которым свойственны тундровые местообитания с суровыми климатическими условиями и которые всегда появляются только в периоды оледенений (рис. 27).

3.4.8. Сопряжённый палинологический и рентгеновский анализ был использован при изучении днепровских позднеледниковых и шкловских межледниковых отложений в скв. 017 в овраге **Нижнинский Ров** (Шпутенко, Еловичева, 1985). По соотношению глинистых минералов изученный разрез подразделяется на шесть интервалов (рис. 28, 55).

I. Суглинки днепровского позднеледниковья, гиттии раннемежледниковья и начала любанского оптимума шкловского межледниковья выделяются по развитию каолинита и гидрослюды.

II. В листоватом торфе и супеси торфянистой (вторая половина и конец любанского оптимума) глинистые минералы не установлены, а отмечены кварц и полевые шпаты. Климат был тёплый, сухой, что могло быть причиной отсутствия глинистых минералов, а также не исключено, что и временное воздействие на породообразующие минералы было довольно непродолжительным, коротким (представлена только термостеротическая фаза развития растительности).

III. Гиттия, торф листовый, супесь торфянистая и супесь (первая половина угловского промежуточного похолодания) характеризуются постепенным увеличением снизу вверх по разрезу содержанием каолинита и гидрослюды, что свидетельствует об умеренных климатических условиях с небольшими колебаниями относительно потеплений и похолоданий (небольшой минимум и два максимума величин).

IV. Слои суглинка, гиттии, супеси торфянистой, торфа листоватого и торфа (вторая половина угловского похолодания) отличаются весьма неравномерным содержанием каолинита и гидрослюды. Перепады максимального и минимального содержания каолинита фиксирует смены относительно тёплых и более прохладных отрезков времени, что отражают и изменения состава спектров. Осадки тёплого лысогорского климатического оптимума (гиттия, торф) содержат повышенное количество каолинита, максимум которого приходится на фазу граба, что характеризует существование тёплого и влажного климата.

V. Супесь торфянистая и супесь (продолжение и завершение лысогорского климатического оптимума) содержат примерно одинаковое количество каолинита и гидрослюды, за исключением их максимумов в средней части интервала. Происходит постепенная смена тёплого и влажного климата термического максимума умеренно-тёплым.

VI. В слоях супеси торфянистой, супеси и суглинка (ржавецкое похолодание, черницкий климатический оптимум) наряду с возрастанием содержания каолинита и гидрослюды появляется монтмориллонит. Климат в это время был в целом умеренно-тёплым и влажным.

Полученные результаты взаимно дополняя друг друга позволили восстановить особенности климата на протяжении формирования осадков. При учёте коррелятивной связи данных обоих методов ассоциации глинистых минералов могут быть использованы для суждения о климатических переменах и в случае "немых" в отношении растительных остатков межледниковых толщ.

3.4.9. Сопряжённый палинологический и спектральный анализ применен при изучении днепровских позднеледниковых, шкловских межледниковых и сожских раннеледниковых отложений в разрезе скв. 4 у д. **Акулово** (Еловичева, 1980а; Кузнецов и др., 1981; Шиманович и др., 1989; рис. 29).

Переход от перигляциальных днепровских отложений к межледниковым (от холодных условий к тёплым) отразился в росте концентраций большинства микроэлементов, в частности никеля, кобальта, хрома, ванадия, наряду с уменьшением количества титана. Переход от межледниковых к перигляциальным осадкам (от тёплых условий к холодным), наоборот, ознаменовался падением значений Ni, Co и ростом особенно Ti и Zr. Нечёткость в поведении меди, марганца обусловлена наложением переывов и дополнительными связями с органическим веществом.

По суммарному содержанию микроэлементов отложения обоих оптимумов аналогичны между собой, что указывает на одинаковые условия формирования осадков. Особенно близки количества меди и ванадия. Во время промежуточного похолодания происходило накопление микроэлементов, что вызвано изменением гидродинамики потоков, предопределившим и литологический состав отложений. Этому же времени свойственно переотложение антропогенных и доантропогенных микрофоссилий. В отложениях начала похолодания (фаза *Pinus* и *Betula* из слоя торфа) количество микроэлементов резко снизилось за счёт уменьшения содержания элементов-гидроизоляторов (Ti, Zr), накопление которых соответствует относительно холодным промежуткам времени по сравнению с оптимальными. В отложениях середины похолодания (фаза *Picea*, *Pinus*, *Betula* из слоя гиттии) увеличилось количество Ni, Co, хрома, Zr и уменьшилось содержание Mn, Ti.

В моренных горизонтах (днепровском и сожском) содержание микроэлементов увеличивается вверх по разрезу, что обусловлено, вероятно, гипергенными преобразованиями.

Направленность изменений климатических колебаний, устанавливаемых по палинологическим данным: соотношение пыльцы *Quercetum mixtum* – (*Pinus*, *Betula*, *Picea*) – (*Pinus*, *Picea*, Q.m.+*Carpinus*) и геохимическим изменениям концентрации Cr, Ni, Co, V, Cu, Ti, Zr и величин коэффициентов (Ti+Zr):(Cu+V), (Ti+Zr):(Ni+Cr+Co), (Ti+Zr):Mn, Cr+Ni, характер смещения литологических ритмов по отношению к палинологическим свидетельствуют о единстве палеоклиматических перемен, устанавливаемых двумя методами.

3.4.10. Сопряжённый палинологический и геохимический анализ использовался при изучении разрезов донных отложений озёр Домжерицкое, Бобрица, Соломирское, Ричи, Новято, Олуш.

В разрезе оз. **Домжерицкое** (Кадацкий, Еловичева, 1986; рис. 30, 31) в отложениях интервалов бёллинг (BL – максимум *Pinus*) и среднего дриаса (DR-II – фаза *Betula*) валовое содержание

микроэлементов минимально. С увеличением *Picea* в аллереде (AL) повысились значения V, Cr, позднее -- Mn, сохранивших свои величины по ВО-1. Характерно, что во второй половине раннего голоцена (фаза *Betula*) экстремальные значения имели Mn и Zn (ВО-1-а), а затем Mn, Co, Ni, Cu, Sr, Pb (ВО-1-b). Началу атлантики (АТ-1, господство термофильных и мезофильных элементов) свойственно увеличение количества почти всех микроэлементов (за исключением Zn), а для SB и SA (господство *Pinus*, много *Picea*) – их повторные максимумы, имевшие значительно меньшие величины.

В разрезе скв. 3 оз. Бобрица (Якушко и др., 1985; рис. 32, 33) характерно накопление карбонатных осадков с бореального периода. В ВО-1 (фаза *Pinus*) увеличены значения органического вещества, в ВО-2 (*Pinus, Betula*) отмечаются повышенные содержания Ti, Zr, Mn, Cu, сохраняющиеся и в АТ-1 (фаза *Quercetum mixtum*), наряду с большим количеством CaCO₃. На протяжении АТ-2 (*Pinus, Picea*, широколиственные породы) отмечается снижение величин этих геохимических компонентов и увеличение роли Cu. Вторая половина атлантики (АТ-3, максимум *Quercetum mixtum*) отличается наивысшими значениями CaCO₃, Zr, Cu, Mn, Ti. Последующее увеличение Mn, Ti и ОВ характерно для SB-2 (фаза *Picea*), а снижение – в SB-1 и SA-1.

В разрезе скв. 5 оз. Бобрица (Жуховицкая, Еловичева, 1987) накопление карбонатов прослежено с АТ-1 с максимумом CaCO₃. Ранней фазе АТ-2-а (фаза *Pinus*) свойственно увеличение ОВ, Ti, Zr, а более поздней АТ-2-б (фаза *Picea* и *Pinus*) – CaCO₃, Mn. На протяжении АТ-3 (фаза *Quercetum mixtum*) отмечается рост значений ОВ, Mn, Ti, Zr. Повторный максимум CaCO₃ свойственен SB-1 (фаза *Pinus*) при снижении количества всех геохимических элементов. Интервалу SB-2 (фаза *Picea*, широколиственные породы) характерен экстремум значений Mn, Zr, CaCO₃, а SA-3 (фаза *Pinus*) – ОВ, Ti.

В разрезе скв. 6 оз. Соломирское изначальное формирование осадков отмечено с бореального периода (фаза *Betula* и *Pinus*). Ему свойственны абсолютный максимум CO₂ и повышенное содержание Fe₂O₃. В начале АТ-1-а (*Quercetum mixtum, Pinus, Betula*) постепенно снижаются значения CO₂ и увеличивается количество ОВ, Fe₂O₃. Последний геохимический компонент достигает абсолютного максимума в АТ-2 (*Alnus, Ulmus, Betula*), а ОВ – в АТ-3 (*Quercetum mixtum, Picea*) и SB-1 (*Pinus, Picea*). Для SB-2 (*Picea, Pinus, Betula*) характерно увеличение Eh, достигающее в SA (фаза *Pinus*) своих абсолютных значений.

В разрезе скв. 7 оз. Соломирское (рис. 34, 35) накопление осадков прослежено с АТ-1. В этот временной интервал (фаза *Quercetum mixtum, Betula, Pinus*) отмечены повышенные значения ОВ, S_{орг.+элемент.}, ΣSH₂S, CO₂, Fe₂O₃подв., Fe₂O₃общ., а в АТ-2 (широколиственные породы, *Pinus, Picea*) характерны максимумы ОВ, S_{орг.+элемент.}, ΣSH₂S. На протяжении АТ-3-а (фаза *Quercetum mixtum, Alnus*) усилили свою роль S_{орг.+элемент.}, Fe₂O₃подв., Fe₂O₃общ., а в АТ-3-в (широколиственные породы, *Pinus*) — ОВ, S_{орг.+элемент.}

Донные отложения оз. Ричи исследованы по трём разрезам (скв. 7, 9, 10), расположенным в сублитеральной части водоёма (Жуховицкая и др., 1990).

В разрезе скв. 7 оз. Ричи изначальное формирование осадков отмечено с DR-3. Для этого периода характерны абсолютный максимум CO₂, а также высокие значения Fe₂O/Fe₂O₃ рас., pH, Eh, P₂O₅, Mn, Zr, Ti. В PB-1 (фаза *Pinus*) и ВО-1 (фаза *Pinus* и *Betula*) высока роль ОВ, Fe₂O₃ЗНСI, Fe₂O/Fe₂O₃ рас., Eh. В последующий временной интервал ВО-2 увеличение роли *Pinus, Alnus* и широколиственных пород адекватно снижению всех отмеченных ранее геохимических показателей и подъёму значений Zn, Mn, Ti. На протяжении АТ-1 (фаза *Quercetum mixtum, Alnus, Corylus*) отмечается вариабельность геохимических компонентов в небольших пределах (ОВ, Fe₂O₃ЗНСI, P₂O₅, Mn, Zr, Ti), максимумы pH и Eh. Некоторое снижение теплообеспеченности в АТ-2 (фаза *Picea*, широколиственных пород) проявилось в увеличении значений ОВ, Fe₂O₃ЗНСI, Zr, Mn, Ti, максимуме P₂O₅. Для АТ-3 (фаза *Quercetum mixtum, Alnus*) характерен рост ОВ, Fe₂O₃ЗНСI, Fe₂O/Fe₂O₃ рас., pH, Eh, Mn и абсолютный максимум Zr. В SB-1 (фаза *Pinus*, термофильные породы) увеличивается роль Fe₂O₃ЗНСI, абсолютные максимумы имеют Mn, Ti. Фазе *Picea* в SB-2 свойственны максимумы Mn, P₂O₅, Fe₂O₃ЗНСI. К началу SA-1 (фаза *Pinus*) приурочены только повышенные содержания P₂O₅, а в течение SA-2-3 (последовательные фазы *Betula, Pinus*) отмечается тенденция к увеличению FeO/Fe₂O₃ рас., pH, P₂O₅, Zr, Ti.

Осадконакопление в разрезе скв. 10 оз. Ричи (рис. 36, 37) отмечено с пребореального периода (фазы *Pinus, Betula*), когда высокие значения имели Fe₂O₃ЗНСI, P₂O₅, Ti, Zr. В ВО (фаза *Pinus* и широколиственных пород) характерны максимумы Fe₂O₃ЗНСI, Mn, Zr. На протяжении АТ-1 (фаза *Quercetum mixtum, Alnus*) отмечалась вариабельность геохимических показателей в довольно больших пределах. Их максимумы сменялись последовательно: CaCO₃, Eh, Ti, Zr (АТ-1-а) → ОВ, Cr, Cu (АТ-1-б) → CaCO₃, Eh, Mn (АТ-1-с) → CaCO₃, pH, (АТ-1-д). Интервалу АТ-2 (фаза *Alnus, Pinus*, широколиственные породы) свойственна высокая роль CaCO₃, pH, Mn, Ti. В течение АТ-3 (фаза *Quercetum mixtum, Picea, Pinus*) также отмечается очередная последовательность максимумов геохимических показателей в результате сильной вариабельности их величин:

CaCO₃, P₂O₅, Mn (АТ-3-а) → ОВ, pH, Eh, P₂O₅, Ti, Zr, Cr, Cu (АТ-3-б-с-д) → CaCO₃, Ti, (АТ-3е-ф-г) → ОВ, P₂O₅, Cr (АТ-3-и) → CaCO₃, Eh, Fe₂O₃ЗНСI, Ti, Zr, Cu, Cr (АТ-3-и). Увеличению количества *Pinus* и *Picea* в SB-1 соответствовали довольно стабильные величины всех геохимических показателей, а небольшому максимуму *Picea* в SB-2 адекватны увеличения Eh, Ti, Zr. Рост содержания *Betula* в SA-1 и *Pinus* в SA-2 характеризовался подъёмом величин практически всех геохимических компонентов или их стабильностью. Лишь в SA-3 (фаза максимума *Pinus*) экстремальных значений достигали вначале Mn, Ti, Zr, Cr, резко снизившие их в конце интервала.

В разрезе скв. 9 оз. Ричи формирование донных отложений прослежено с DR-III (фаза *Pinus, Betula*, травянистых растений). Этому интервалу свойственны максимумы CaCO₃, Eh, FeO/Fe₂O₃, P₂O₅, Zr, Cr, V. В PB (фаза *Pinus, Betula*) сохраняют повышенную долю P₂O₅, Ti, Cr, V, а в ВО (фаза *Pinus*,

широколиственные породы) – рН, FeO/Fe₂O₃. AT-1 (фаза Quercetum mixtum, *Alnus*, *Corylus*) так же, как и в предыдущих разрезах, отличалась частой сменой величин геохимических компонентов в следующем порядке: рН (AT-1-a)→ОВ, Σ(FeO+Fe₂O₃)_{нсл}, P₂O₅, Ti, Zr, Mn, Cu, Cr, V, (AT-1-b)→CaCO₃, Eh, Ti, Zr, V, (AT-1-c)→CaCO₃, P₂O₅, V (AT-1-d)→ОВ, Σ(FeO+Fe₂O₃)_{нсл}, Cu, Mn, Cr (AT-1-e)→CaCO₃, P₂O₅, Zr (AT-1-f)→CaCO₃, Eh, Ti, Zr, V (AT-1-g-h)→ОВ, Eh, Cu, Cr (AT-1-i). AT-2 с чётко выраженным максимумом *Picea* в фазу широколиственных пород свойственны максимумы CaCO₃, V. Второй половине климатического оптимума голоцена (AT-3, Quercetum mixtum, *Alnus*, *Picea*) свойственны небольшие различия величин геохимических показателей: вначале отмечены максимумы CaCO₃, Ti, Zr, V (AT-3-a), затем ОВ, P₂O₅, (AT-3-b), CaCO₃, рН (AT-3-c), позднее – большая или меньшая стабильность (AT-3-d-e) с повышенным количеством Ti в AT-3-e. Увеличению роли *Pinus* в SB-1 адекватен абсолютный максимум Cu, *Picea* и *Pinus* в SB-2 – Ti, Cu, Cr.

Отложения из скв.1 оз. Новято (Кузнецов и др., 1991; рис. 38, 39) исследованы с DR-III. Этому интервалу со спектрами преобладания *Pinus* характерны резкие максимумы CaCO₃, K₂O/Na₂O, Al₂O₃, Mn, Ti, Cr, Cu, V. В начале пребореала (PB-1, фаза *Pinus*) отмечается увеличение SiO₂, в середине (PB-2-a-b, *Picea*, *Pinus*) – максимумы коэффициента карбонатности, SiO₂, Zr, Mn, V. Для ВО (фаза *Betula*) характерна в целом повышенная роль коэффициента карбонатности, SiO₂/Al₂O₃, SiO₂, Ti, Zr. AT-1 (фаза Quercetum mixtum, *Alnus*, *Corylus*) свойственна относительная стабильность геохимических компонентов или небольшая их вариабельность. В течение AT-2 (фаза широколиственных пород, *Alnus*, *Picea*, *Pinus*) увеличилось количество SiO₂, Mn. В AT-3 (фаза Quercetum mixtum, *Alnus*, *Corylus*, *Picea*) также сохраняется относительная стабильность или небольшая вариабельность отдельных компонентов с максимумом SiO₂, Mn. SB-1 (фаза *Pinus*) отличается максимумами CaCO₃, Mn, Cu, Cr; SB-2 (фаза *Pinus*, *Betula*) – SiO₂, резкими колебаниями Cu, Cr. На протяжении SA (фаза *Pinus*, *Betula*) экстремальные значения имеют Cu, Cr, Mn, Ti в SA-2, а CaCO₃, Mn, Ti – в SA-3.

В разрезе скв. 2 оз. Олтуш (Власов и др., 1990; рис. 40, 41) формирование донных осадков отмечено с DR-III. Позднеледниковому интервалу свойственны абсолютные максимумы SiO₂ и Zr. Начало пребореала (PB-1, фаза *Pinus*, *Betula*) характеризуется максимумами Al₂O₃, Ti, Zr, Cu, конец (фаза PB-2, *Pinus*) – SiO₂, P₂O₅, Al₂O₃, Mn, Ti, Zr, V, Cu, Cr, Co, Ni. В течение ВО-1 (фаза *Pinus*, *Betula*) все указанные геохимические компоненты имеют тенденцию к некоторому снижению их величин, остающихся всё же довольно высокими. На протяжении ВО-2 (фаза *Pinus*, широколиственных пород) вновь образуют максимумы SiO₂, Al₂O₃, Ti, Zr, Cu, V, Cr, Co, Ni.

С наступлением AT-1 (фаза Quercetum mixtum, *Pinus*) отмечается вариабельность геохимических компонентов, максимумы которых происходили в следующем порядке: CaCO₃, Mn, Zr, (AT-1-a)→Fe₂O₃_{нсл}, P₂O₅, V, Cu, Cr, Co, Ni (AT-1-b). Середина атлантики (AT-2; фаза широколиственных пород, *Pinus*) характеризуется абсолютным максимумом Со при снижении содержания остальных компонентов. Уже в AT-3 (фаза Quercetum mixtum) их величины вновь испытывают колебания, а максимумы сменяют друг друга в следующей последовательности: SiO₂, Fe₂O₃, P₂O₅, Mn, Zr, Cu, Cr, Ni (AT-3-a)→снижение всех показателей (AT-3-b)→SiO₂, Fe₂O₃_{нсл}, P₂O₅, Mn, Zr, V, Cu, Cr, Co, Ni (AT-3-c).

SB-1 (фаза *Pinus*, *Betula*, широколиственных пород) отличается в целом падением значений геохимических компонентов за исключением максимума Cu, а SB-2 (фаза *Pinus*, *Picea*, широколиственные породы) – их ростом и максимумом Cu. На протяжении SA периода вариабельность геохимических показателей весьма существенна: в течение SA-1 характерны максимумы Al₂O₃, Zr, Co, Ni, в SA-1-b – Ti, Ni, SA-2-a – SiO₂, Al₂O₃, Ti, Zr, Cu, Co, Ni, SA-2-b – их минимумы, а в SA-3 – тенденция к их увеличению.

Обобщение данных хемотратификации разрезов современных озёр на основе сопряжённого анализа вариации химических компонентов, состава пыльцевых спектров и данных абсолютного возраста позволило провести детальное расчленение поздне- и послеледниковой толщи осадков. Для каждого отдельного водоёма характерно соотношение определённого состава палиноспектров и химических элементов в зависимости от особенностей седиментогенеза, палеоландшафта и рельефа. Отмечается и общая направленность их изменения в зависимости от климатического фактора, оказывающего влияние на химические процессы наземной и водной среды и их фитоценозы.

Индикаторами изменения климатической обстановки являются кривые распределения органического вещества, карбонатности, суммы зольных осадков, микроэлементов, позволяющие при совместном рассмотрении выделять общие и локальные причины и факторы изменения характера седиментогенеза.

В комплексе с палинологическими данными выделяется пять крупных этапов развития растительности и озёр в позднеледниковье, четыре этапа в раннем голоцене, три – в атлантическом, два – в суббореальном, три – в субатлантическом периодах. Каждый из периодов характеризуется соответствующими изменениями температуры и влажности: прогрессивным нарастанием в раннем голоцене, максимальными величинами в атлантическом, снижением температуры и увеличением влажности в суббореальном, приближением к современным условиям в субатлантическом периодах.

Граница поздне- и послеледниковья отражается резким падением кривой пыльцы травянистых растений и роста органического вещества. Для пребореала характерны максимум *Pinus* с участием *Betula*, *Picea*, увеличение содержания органического вещества при снижении и высокой вариабельности терригенных компонентов. В бореале отмечается максимум *Betula* и большое количество *Pinus* при участии широколиственных пород наряду с изменением динамичности геохимических показателей на фоне увеличивающегося карбонатонакопления. Атлантике свойственны абсолютный максимум Quercetum mixtum+Carpinus, *Alnus*, *Corylus*, резкое возращание, нередко максимум CaCO₃ при высоком

содержании органического вещества, низкое содержание терригенных элементов, частая корреляция CaCO_3 и Mn. В суббореале отмечаются последовательные максимумы *Pinus* и *Picea*, все геохимические показатели имеют тенденцию к уменьшению. В субатлантике преобладает *Pinus* при участии *Picea*, *Betula*, широколиственных пород; возрастает абсолютное содержание и вариабельность SiO_2 , Ti, Zr, Ni, Mn, Co, используемая для выделения более дробных стратиграфических уровней.

Совокупность геохимических и палинологических индикаторов разрезов озёрных отложений является критерием стратиграфии, палеогеографии и корреляции природных событий позднеледниковья, голоцена, а также более древних геологических эпох. Профильное бурение озёрных толщ способствует более надёжным палеолимнологическим реконструкциям озёрных экосистем обоими методами.

3.4.11. Сопряжённый палинологический и археологический анализ использован при изучении отложений в разрезах Заценье и Старые Войковичи, в которых зафиксированы археологические находки.

Стоянка **Заценье** расположена на пойме, в пределах озеровидного расширения левобережья спрямленного русла р. Цна у моста по направлениям Борисов—Плещиницы, в 1,5 км на запад от д. Заценье, в 0,7 км на юго-восток от д. Липки и в 7 км от д. Зембин Борисовского района Минской области (Долуханов и др., 1976; Чарняўскі, 1988, 1996, 1997; Yelovicheva, Scoptsova et al., 2001; Еловичева, Кудаш и др., 2001; Yelovicheva, Drozd, 2002; Еловичева, Дрозд, 2002; Еловичева, Скопцова и др., 2002; Еловичева и др., 2004; Еловичева, 2008). В разрезе (расч. 5) отложения накапливались с пребореального по субатлантический периоды голоцена, а вмещающие культурный слой (песок жёлтый, мелкозернистый, гумусированный, с древесными остатками, нередко оторфованный, мощностью 0,15-1,35 м) – во второй половине атлантики (АТ-3-а-б), в литоральной зоне водоема (в составе макрофитов встречены прибрежноводные *Cyperaceae*, *Typha angustifolia*, *Phragmites*) и здесь влияние антропогенного фактора проявилось в наличии пыльцы *Gramineae*, *Rumex*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Polygonum aviculare*.

Культурный слой (песок жёлтый, мелкозернистый, гумусированный, с древесными остатками, нередко оторфованный на гл. 1,9-2,18 м) с находками немногочисленных артефактов залегает под 1,73-метровой толщей торфа (разрабатывается в настоящее время на левом берегу канала и используется под пахоту на правобережье) и песком жёлтым, мелкозернистым, гумусированным, с древесными остатками (гл. 1,73-1,9 м), а подстилается песком жёлтым, разнозернистым, гумусированным, с растительными остатками,низу сероватым, оглеенным (гл. 2,18-2,53 м), торфом темно-коричневым, хорошо разложившимся (гл. 2,53-2,73 м) и песком жёлтым, разнозернистым (гл. 2,73-2,83 м), образование которого связывается со сбросом вод из приледниковых бассейнов поозерского времени.

Возраст культурного слоя по палинологическим данным не противоречит прежней радиоуглеродной дате 5450 ± 75 лет (ЛЕ-960) (Долуханов и др., 1976) для фазы сосново-широколиственных лесов середины АТ-3, равно как и новой дате 5120 ± 150 лет (IGSB-731) с гл. 2,0-2,3 м. Это подтверждает принадлежность археологической ранненарвенской культуры к раннему неолиту (вторая половина климатического оптимума голоцена – АТ-3) в Белорусском Поднепровье. Вместе с тем, дата в 2200 ± 70 лет (ЛЕ-759) для фазы сосновых и еловых лесов уточняет время формирования песчаного сапропеля не в суббореале (Долуханов и др., 1976), а в субатлантике (SA-1).

В культурном слое были обнаружены: трубчатая кость животного без эпифизов со следами царяпин кремневым орудием; кость утки *Anas platyrhynchos*; кость щуки *palatinum Esox lucius* размером 73 см; кость щуки *quadratum Esox lucius* размером 73 см; нуклеус на обломке конкреции, а также археологические материалы: керамика с ракушечными и растительными примесями в стенках остродонных сосудов в виде ребневого расчеса изнутри (именно этот узор весьма характерен для ранненарвенских культурных памятников), сероватого цвета, с нагаром; от того же сосуда найдено еще два фрагмента керамики, датированных ранненарвенским временем. Предполагается, что нарвенцы являлись предками современных эстонцев и стоянка Заценье находится на южной границе ареала распространения этих племен. В среднебронзовое время здесь жили носители сосницкой культуры. Повторно это место было заселено в средневековье (Чарняўскі, 1988; Езепенко, 1990; Язепенка, 1991).

Изучение находок пыльцы культурных злаков (*Triticum*, *Hordeum*, *Avena*, *Secale*), сеgetальных и пасквальных сорняков из культурного слоя неолитической стоянки Заценье (Симакова, 1996) показало, что они являются признаком развития земледелия и животноводства с середины суббореального периода голоцена.

Разрез Заценье располагается на пойме между старицей и современным руслом р. Цна и смена отложений в нем во времени (песок разнозернистый→торф→песок гумусированный→песок оторфованный→песок гумусированный→торф) и сукцессия травянистой и кустарниковой растительности, отражающая местный (локальный) характер ценозов, свидетельствуют о том, что изучаемая территория эволюционировала на протяжении голоцена, проходя последовательно следующие стадии своего развития: русло→старица→прирусловая пойма→русло→прирусловая пойма→старица→пойма. На фоне постоянного присутствия *Cyperaceae* и *Phragmites*, начиная с РВ-2 – ВО, выявлена следующая смена растительности: (*Gramineae+Polygonaceae+Asteraceae* — АТ-1)→(*Nymphaea alba+Typha latifolia* — АТ-2→АТ-3-а)→(*Gramineae+Rumex+Chenopodiaceae+Artemisia+Polygonaceae+Asteraceae+Brassicaceae* — АТ-3-б)→(*Nymphaea alba+N. candida+N. aff. minoriflora+Typha latifolia+Nuphar luteum+Ericaceae+Gramineae+Polygonaceae+Brassicaceae+Artemisia+Rubiaceae+Salix* — SB-1-а-б — SB-2-а)→(*Artemisia+Gramineae+Polygonaceae* — SB-2-б—SA-1).

Отсутствие в нижней части разреза (РВ-1) пыльцы травянистых растений свидетельствует о том, что накопление песчаных отложений происходило в русловой зоне водоема. Последующая смена водного режима привела к заболачиванию изучаемой территории и накоплению торфа (РВ-2 — ВО); из

травянистых встречались *Phragmites* и *Cyperaceae*. В дальнейшем (АТ-1) накопившиеся наносы стали зарастать цветковыми и злаками (*Gramineae*, *Ranunculaceae*, *Polygonaceae*, *Asteraceae*), но возможно вскоре (АТ-2—АТ-3-а) произошло поднятие уровня воды, что в составе растительности отразилось присутствием водных и прибрежно-водных видов (*Phragmites*, *Cyperaceae*, *Typha latifolia* и *Nymphaea alba*), а в процессе седиментогенеза характерно накопление оторфованных песков.

С начала и до середины периода АТ-3-б на этой территории вновь развивалась наземная травянистая растительность из *Gramineae*, *Ranunculaceae*, *Polygonaceae*, *Asteraceae*, *Artemisia*, *Rumex*, *Chenopodiaceae*. Впоследствии (SB-1-a-b) водоем подвергся обводнению (на фоне развития прибрежно-водных ассоциаций из *Cyperaceae* и *Phragmites* появились растения с плавающими листьями — *Nuphar luteum*, *Nymphaea aff. minoriflora*, *N. alba*, *N. candida*), а по берегам появились заросли *Salix*.

В SB-2 эта часть русла заросла и превратилась в болото (встречались лишь *Cyperaceae*, *Phragmites*), уровень воды понизился. Позднее в составе макрофитов господство получили как прибрежно-водные (*Cyperaceae*, *Typha latifolia*, *Phragmites*), так и типичные водные растения с плавающими листьями (*Nymphaea alba*, *Nuphar luteum*), свидетельствующие о новом повышении уровня воды в водоеме. В дальнейшем (SA-1, SA-2-3) наметилась тенденция к стабильному болотному режиму (заросли из *Cyperaceae*, *Typha angustifolia* с редкой встречаемостью *Nymphaea aff. minoriflora*) и увеличению роли травянистых ассоциаций открытых местообитаний, наряду с нарастанием сухости климата. Состав окружающей водоем растительности водораздела изменялся адекватно климатическим условиям и стелени освоения данной территории человеком.

Таким образом, комплексное изучение археологической стоянки Заценье палинологическим, археологическим и радиоуглеродным методами позволило не только восстановить историю развития растительности по временным срезам голоцена с РВ по SA, но и проследить эволюцию осадконакопления и сукцессии растительности поймы, определить климатические показатели района исследований, подтвердить принадлежность археологической стоянки к раннему неолиту (второй половине климатического оптимума – АТ-3).

В отношении стоянки **Старые Войковичи** (Яловичава, Абухоўскі і інш., 2000; Еловичева и др., 2004; Еловичева, 2008) следует отметить, что ее комплексное изучение было осуществлено для определения культурно-хронологической позиции поселения потому, что в послевоенный период в результате систематических археологических обследований территории западной части Беларуси было выявлено значительное количество памятников эпох финального палеолита и мезолита. Практически все они, к сожалению, локализованы на дюнах или песчаных озерных и речных террасах, но ветровая эрозия и другие климатические и хозяйственные факторы способствовали нарушению и разрушению стратиграфии подобных стоянок. В связи с этим археологи сталкиваются со смешанными, разновременными комплексами, которые не позволяют в полной мере проводить их культурно-хронологическую интерпретацию памятников. Тем не менее, памятник Старые Войковичи имеет принципиальное значение прежде всего в связи с его идеальной сохранностью – культурный слой здесь залегает в четкой стратиграфической позиции, *in situ*, и содержит довольно многочисленный кремневый инвентарь.

На данной стоянке в окрестностях оз. Колдычевского с 1957 по 1998 г. было обнаружено несколько очень богатых и хорошо сохранившихся поселений каменного века, расположенных по берегам вытекающей из озера р. Щара. Здесь в 0,8 км к западу от д. Старые Войковичи, на краю торфяного болота Палони, в стенке мелиоративного канала были вскрыты озерно-болотные отложения мощностью 1 м, среди которых культурный слой (торф темно-коричневый с мелким кремнем на гл. 0,23-0,33 м) подстилается песком желтым, мелкозернистым (гл. 0,94-1,0 м), илом опесчаненным светло-серым (гл. 0,69-0,94 м), илом опесчаненным темно-серым, в верхней части с марганцевидными примазками (гл. 0,44-0,69 м), торфом темно-коричневым, внизу с рыжеватым оттенком (гл. 0,33-0,44 м) и перекрыт торфом темно-коричневым до черного (гл. 0,0-0,23 м). Вышележащая и завершающая полный разрез толща торфа в данном месте отсутствует в связи с разработкой в настоящее время высохшей торфяной массы на удобрения.

В коллекции, насчитывающей около 250 кремневых артефактов мезолитического облика, найдены и орудия труда: скребок на отщепе, два ретушных резца, один геометрический микролит, имеющий форму ромба. Для образца с находками кремня в торфяном слое (гл. 0,28-0,30 м) получены две радиоуглеродные даты: 7840±60 л.н. и 8550±150 л.н., что с позиции хронологии голоцена соответствует концу бореального/началу атлантического периода голоцена и подтверждает мезолитический возраст стоянки.

Палинологический материал свидетельствует о том, что вскрытая озерно-болотная толща осадков формировалась на протяжении поздне- и послеледникового времени. Преобладающее распространение в ландшафте в межстадиальные потепления бёллинг и аллерёд (накопление ила опечаненного), а также в раннем голоцене (формирование торфа) имели хорошо развитые лесные формации. В стадиальные похолодания раннего (песок), среднего и позднего (ил опечаненный) дриаса имело место лишь некоторое разреживание лесов и увеличение роли травянистых ассоциаций открытых местообитаний. Озерный режим осадконакопления в позднеледниковье сменился болотным с раннего голоцена. Стратиграфическое подразделение озерно-болотных образований в разрезе Старые Войковичи соответствует расчленению нижней части донных осадков в оз. Колдычевское (Богдель, Власов, 1983) с той разницей, что в основании разреза Старые Войковичи вскрыты и слои раннего дриаса.

В торфяном слое с включением находок кремня древесные породы слагаются преимущественно *Pinus sylvestris* (78%) при участии *Betula sect. Albae* (22%), травянистые растения представлены находками *Brassicaceae*, споровые – *Polypodiaceae* (100%), что знаменует распространение сосново-березовых лесов с богатым напочвенным покровом из папоротников в начале бореального периода (BO-1).

Перекрывающий культурный слой торф отличается согосподством споровых (32-78%) и древесных пород (21-68%) при небольшой роли пыльцы травянистых растений (1-3%) в общем составе спектров. Среди древесных пород доминирует *Pinus sylvestris* (81-96%), увеличилось содержание *Picea sect. Eupicea* (1-3%), *Alnus* (2-5%), *Quercetum mixtum* (1-8%); в т. ч. *Ulmus laevis* – 1-5%, *Quercus robur* – 2-4%, *Tilia cordata* – 1%), *Corylus avellana* (1-8%) за счет снижения роли *Betula sect. Albae* (1-6%). Из травянистых растений отмечены *Artemisia*, *Gramineae*, *Polygonaceae*. Споровые представлены преимущественно *Polypodiaceae* (95-100%), а также *Pteridium* (1-5%) и *Equisetum* (5%). Развитие получили сосновые леса с участием термофильных и мезофильных пород, ели, обильным наземным ярусом из папоротников в конце бореального периода (ВО-2).

Таким образом, характер растительных ассоциаций во время накопления культурного слоя знаменует бореальный период голоцена и тем самым, данную стоянку как памятник мезолита.

3.4.12. Сопряжённый палинологический и геохронологический анализ находит свое практическое применение в подтверждении абсолютного возраста исследуемых отложений. В пределах региона в меньшей мере датированы отложения раннего и среднего плейстоцена. По палеомагнитным данным на гл. 68 м в слоях брестского интервала **скв. 3 уд. Смолярка** в Березовском районе Брестской области выявлена инверсия геомагнитного поля, соотносимая с границей Брюнес-Матуяма (эоплейстоцена/плейстоцена, 20/19 изотопными ярусами), возраст которой оценивается примерно в 0,83 млн лет (**Санько, Моисеев, 1996**). Датирована морена (610 тыс. лет ТЛ ЛУ, в нашей интерпретации – сервечская, по Г.И.Горецкому – нижеберезинская), на которой залегают александрийская межледниковая толща и подстилающая ее березинская морена в разрезе Принеманская (**Зубаков, Кочегура, 1973**). Термолюминесцентным методом датированы лимногляциальный суглинок (216±18 тыс. лет КТЛ-1М/85), залегающий на поверхности днепровской морены, и суглинок угловского промежуточного похолодания (между ранним и средним оптимумами) шкловского межледниковья (162±15 тыс. лет КТЛ-2М/85) в разрезе **Нижнинский Ров (расч. 4)**, подтверждающие их среднеплейстоценовый возраст.

Несколько больше датировок имеется для муравинских межледниковых отложений (разрезы Мурава, Богатыревичи, Орляки), возраст которых варьирует в пределах 91000–105000 лет (**Отчет ИНТАС..., 2004**) (табл. 1).

Таблица 1.

Результаты датирования отложений гляциоплейстоцена Беларуси

Разрезы	Относительный возраст	Абсолютный возраст			
	Палинологический анализ	Изот. ярус	И.к. ярусы в тыс. лет	Датирование отложений	Организации
Мурава	муравинский	5	70/80–110	– 91000±6000 лет LU-5210U – 102600±11900 лет LU-5210U	С.-Петербург, Ганновер С.-Петербург, Ганновер
Побережье (Мурава)	муравинский	5	70/80–110	–105000±10000 лет TLM-437	—
Богатыревичи (Самострельники)	муравинский	5	70/80–110	между >255000 и 10400±1600 лет 2-11 и. я.	С.-Петербург, Ганновер
Орляки	муравинский	5	70/80–110	–104000±8000 лет ТЛМ-363	—
Понемунь	муравинский	5	70/80–110	—	—
Румловка	муравинский	5	70/80–110	—	—
Нижнинский Ров	шкловский	7	125-180	– 162000±15000 лет (КТЛ-2М/65) – >170000 лет 7 и > и. я.	Киев, ИГН НАНУ С.-Петербург, Ганновер
Нижнинский Ров	днепровский позднеледниковый	8	180-240	– 216000±18000 лет (КТЛ 1М/65)	Киев, ИГН НАНУ
Колодежный Ров	александрийский	11	340–380	Между >208600±16600 лет и >154400±9600 лет 8 и 7 и. я.	С.-Петербург, Ганновер
Принеманская (Жиловщина)	сервечский	16	550-600	610000 лет ТЛ ЛУ	Ленинградский госуниверситет
Смолярка (скв. 3)	брестский	19-20	700-800	– 830000 – инверсия геомагнитного поля на границе Брюнес-Матуяма (эоплейстоцена/плейстоцена)	

Как видно из таблицы, наибольшая сходимость результатов относительного и абсолютного датирования отложений гляциоплейстоцена Беларуси оказывается в отношении муравинского и шкловского межледниковий. Александрийское межледниковье в Колодежном Рву все же древнее шкловского, а последнее – тем более древнее муравинского. На этом основании можно утверждать, что проведенные радиометрические исследования древнеозерных образований в регионе способствовали

правильному пониманию хронологии природных событий в гляциоплейстоцене и перспективность разработанной нами стратиграфической схемы (Еловичева, 2001) в отличие от проекта другой схемы (Санько и др., 2005).

Значительно больше получено датировок для позднегляциоплейстоценовой (60 дат для 20 разрезов) и голоценовой (115 дат для 44 разрезов) толщ радиоуглеродным методом (Зименков, 1983; Санько, 1987; Еловичева, 1993, 2001 и др.), имеющем предел своего разрешения не более 40-60 тыс. лет (табл. 5, 6). Изотопно-углеродный метод сравнительно недавно стал использоваться в Беларуси для изучения осадков голоцена применительно к воссозданию условий их накопления (Махнач А. и др., 1998; Сотнікаў і інш., 1998а, Сотников и др., 1998б, 1998в; Махнач М. і інш., 2000).

Таблица 5.

Хронология и стратиграфия поозерского оледенения в Беларуси

Изотопные ярусы	Подгоризонты	Периоды	Фазы развития растительности	Геохронологические срезы	Датировки, разрезы	
1	2	3	4	5	6	
2	верхнее поозерье (нарочский)	дриас-III стадиал	DR-III pz-f-6	10300 10800	л.н. 10430±90 ТА-1325 Кобузи 10650±160 Тln-325 Волосово 10660±130 МИГ 26 Морино	
		аллерёд интерстадиал	AL pz-f-5	11800	10810±100 ТА-135 Студенец 10870±100 Тln-137 Латыши 10900 Птичь 11020±90 МИГ-25 Гожа 11050±100 Vib-41А Гожа 11060±100 Vib-41 Гожа 11080±100 Vib-41В Гожа 11160±100 ТА-1225 Судобле 11200±100 ТА 1324 Кобузи 11230±250 Лу-138 Комаришки 11430±460 Лу-75А Комаришки 11550±100 ТА-1226 Судобле 11600±110 МИГ-9 Латыши 11720±140 МИГ-10 Латыши 11750 Песчаное	
		дриас-II стадиал	DR-II pz-f-4	12300		
		бёллинг интерстадиал	BL pz-f-3	12700		
		дриас-I стадиал	DR-I pz-f-2	13000	12860±110 Vs-366 Чернихово	
		раунис интерстадиал	RN pz-f-1	13900	13630±100 Лу-617 Латыши 13739±854 Лозовики	
	среднее поозерье (двинский)	оршанский мегастадиал (максимальный)		pz-14	17000	16190±120 Lu-1148А Чижовка 16950±120 Lu-1148А Чижовка 17150±300 Тln-329 Чижовка
		усвяцкая предледниковая свита		pz-s-13	26000	17000±1000 ТЛМ-367 Орляки 17460±210 Тln-309 Дричалуки 17600±400 Mik-1 Дричалуки 17770±170 Lu-95А Дричалуки 17880±240 Тln-471 Дричалуки 17900±160 Lu-95А Дричалуки 18020±110 Тln-36 Дричалуки 18100±160 Тln-435 Дричалуки 18150±190 Mik-15 Дричалуки 18700±230 Тln-437 Дричалуки 19370±180 Lu-96 Дричалуки 19700±220 Тln-486 Дричалуки 20330±150 Тln-470 Дричалуки 21600±450 Тln-513 Дричалуки 22500±210 Lu-91 Шапурово 23000±3000 ТЛМ-366 Орляки 23630±370 Lu-97А Дричалуки 24050 Пласковцы-Гожа 24550±300 Тln-327 Дричалуки 24550±300 Lu-97А Дричалуки 26630±370 Lu-97А Дричалуки
		борисовский интерстадиал		pz-s-12		28170±750 Lu-105 Борисова Гора

3		мегаинтерстадиал	михалиновский стадиал	pz-s-11	28000	29000±2000 ТЛМ-365 Орляки 33100±850 Lu-1149А Михалиново 34780±510 Lu-1149В Михалиново 35700±1000 Tln-322 Михалиново
			шапуровский интерстадиал	pz-s-10a-b	30000	29150±850 Lu-78А Шапурово 31550±350 Tln Шапурово 36400±800 Lu-92В Шапурово
			рогачевский стадиал	pz-s-9a-e	35000	35300±2300 Lu-1324 Слобода Каспл. 37240±720 Lu-1324 Слобода Каспл.
			туровский интерстадиал	pz-s-8	39000	44400±1700 Lu-74 Красная Горка
4		межинский мегастадиал	pz-s-7	44000		
5-a- 5-d	нижнее поозерье (кулаковский)	мегаинтерстадиал	полоцкий интерстадиал	pz-s-6a-c	49000	>53300 Tln-414 Борисова Гора
			слободской стадиал	pz-s-5a-d	55000	>41700 Lu-82 Слобода Касплянская >50000 Lu-309 Слобода Касплянская
			суражский интерстадиал	pz-s-4a-c	60000	
			мирогощанский стадиал	pz-s-3	68000	
			чериковский интерстадиал	pz-s-2a-b	73000	
		мегастадиал	западновинский мегастадиал-2	pz-s-1-c	79000	
			чернобережский интерстадиал	pz-s-1-b	82000	>46000 Tln-52
		западновинский мегастадиал-1	pz-s-1-a	86000		
Муравинское межледник-е 5-е изот.ярус			mr-1-10	90000	104000±8000 ТЛМ-363 Орляки 111000±5000 ТЛМ-379 Миловиды	
				110000		

s – начальные и f – финальные фазы растительности оледенения

Таблица 6.

Хронология и стратиграфия голоцена Беларуси

Период	Возраст	Разрез	Публикация
SA-3 последние 600 лет	современность VS-125	Бельмонт	Гайгалас и др., 1976
	современность VS-216	Бельмонт	Гайгалас и др., 1976
	230±45 лет ЛЕ-965	Литвин	Dolukhanov et al., 1976
	350 Ki-3193	Олтуш (скв. 2)	Власов и др., 1990; Якушко и др., 1992; Tarasov et al., 1996
SA-2 600-1600 л. н.	734±100 лет IGSB-398	Литвиновичи	Санько і інш., 1998
	775±60 лет Tln-155	Гожа-3	Кузнецов и др., 1972; Зименков и др., 1978, 1985; Вознячук, Вальчик, 1978; Зименков, Колковский, 1985);
	800±40 лет МИГ-30	Гожа-3	Зименков и др., 1985; Зименков, Кузнецов, 1985
	900 лет Ki-3192	Олтуш (скв. 2)	Власов и др., 1990; Якушко и др., 1992; Tarasov et al., 1996
	910±90 лет Vib-49	Погорье	Зименков, 1987а, 1987б
	920±100 лет ЛЕ-246	Колочин	Dolukhanov et al., 1976
	1135±105 лет ЛЕ-966	Заречье	Dolukhanov et al., 1976
1370±70 лет МИГ-8	Латыши	Зименков, 1987а, 1987б	
	1680±85 лет МИГ-42	Огородники	Зименков и др., 1987а; 1987б; Вознячук и др., 1975
	1720±170 лет МО-204	Тимошквичи	Зименков, 1987а, 1987б

SA-1 1600-2500 л. н.	1820±80 лет МИГ-23	Новый Свержень	Кузнецов и др., 1982; Зименков и др., 1985; Вознячук, Вальчик, 1978; Зименков, Кузнецов, 1985; Зименков, Колковский, 1981
	1900 лет	Песчаное	Pavlovskaya, Zernitskaya, 1997
	1990±80 лет Nln-16	Новый Свержень	Кузнецов и др., 1982; Зименков, Кузнецов, 1985; Зименков, Колковский, 1981
	2050±60 лет МИГ-22	Новый Свержень	Кузнецов и др., 1982; Зименков, Кузнецов, 1985
	2100 лет Ki-3191	Олтуш (скв. 2)	Власов и др., 1990; Якушко и др., 1992; Tarasov et al., 1996
	2200±70 лет ЛЕ-759	Заценье	Долуханов и др., 1976; Зименков и др., 1985; Зименков, Кузнецов, 1985
	2270±60 лет VS-53	Сморгонь	Гайгалас и др., 1976; Зименков, Кузнецов, 1985
	2360±80 лет ТА-1219	Судoble	Богдель и др., 1983а, 1983б
SB-2 2500-4000 л. н.	2545±160 лет IGSB-160	Луковица-2	Калицікі, Зярніцкая, 2000
	2640±140 лет IGSB-480	Присно (р. 8)	Аношка і інш., 2000; Еловичева, 2000
	2660±50 лет ЛЕ-1063	Кривина-1	Dolukhanov et al., 1976
	2720±90 лет МИГ-43	Огородники	Зименков, 1987а, 1987б; Вознячук и др., 1975
	3100 лет	Птичь	Зярніцкая, Калицікі, 1998
	3190±85 лет Vs-426	Верхи	Зерницкая, 1991а
	3190±60 лет ЛЕ-636	Красное село	Гурина, 1976
	3350±60 лет ЛЕ-756	Осовец-2	Dolukhanov et al., 1976
	3350±80 лет ЛЕ-913	Карповцы	Гурина, 1976
	3370±50 лет ЛЕ-680	Красное село	Гурина, 1976
	3490±70 лет ЛЕ-914	Карповцы	Гурина, 1976
	3500±50 лет ЛЕ-753	Осовец	Dolukhanov et al., 1976
	3510±110 лет ЛЕ-915	Красное село	Гурина, 1976
	3520±115 лет МИГ-7	Латыши	Зименков, 1987а, 1987б
	3530±100 лет МИГ-44	Огородники	Зименков, Колковский, 1981; Вознячук и др., 1975; Зименков и др., 1987а, 1987б);
	3530 лет	Песчаное	Pavlovskaya, Zernitskaya, 1997
	3590±150 лет ЛЕ-799	Красное село	Гурина, 1976
	3820±100 лет Tln-163	Огородники	Вознячук и др., 1975; Зименков и др., 1985; Вознячук, Вальчик, 1978; Зименков, Кузнецов, 1985
	3880±60 лет ЛЕ-757	Кривина	Dolukhanov et al., 1976; Чернявский, 1969
	3880±80 лет ЛЕ-936	Осовец	Dolukhanov et al., 1976
3900±110 лет VS-368	Чернихово	Зерницкая, 1985а, 1985б	
3930±80 лет ТА-1220	Судoble	Богдель и др., 1983а, 1983б	
SB-1 4000-5000 л. н.	4040±120 лет IGSB-263	Заценье	Симакова, 1996;
	4120±85 лет Vs-425	Верхи	Зерницкая, 1991а
	4200±60 лет Vib-48	Тимошковици	Зименков, 1987а, 1987б
	4270±40 лет Giv	Кривина	Чернявский, 1969; Dolukhanov et al., 1976
	4310±45 лет ГИН-148	Красное село	Гурина, 1976
	4450 лет	Песчаное	Pavlovskaya, Zernitskaya, 1997
	4645±48 лет IGSB-709	Подбораны-II	Калицікі і інш., 2000
	4711±92 лет IGSB	Птичь	Санько і інш., 1998
	4710±870 лет IGSB	Поляновка (р. 45)	Еловичева, 2000
	4960±70 лет ТА-1221	Судoble Судoble	Богдель и др., 1983а, 1983б
AT-3 5000-6000 л. н.	5050±170 Tln-308	Слобода Западно-Двинская	Санько, 1987; Калиновский, Назаров, 1982; Зименков, Кузнецов, 1985
	5050±25 лет ГИН-164	Красное село	Гурина, 1976
	5120±150 лет IGSB-731	Заценье	Еловичева и др., 2001
	5300±80 лет Tln-310	Слобода Западно-Двинская	Санько, 1987; Зименков, Кузнецов, 1985; Калиновский, Назаров, 1982
	5300±300 лет ЛЕ-637	Красное село	Гурина, 1976
	5460±75 лет ЛЕ-960	Заценье Заценье	Долуханов и др., 1976; Зименков, Кузнецов, 1985
	5680±50 лет ГИН-2310	Тирасполь	Санько, 1987; Зименков, Кузнецов, 1985
	5730±80 лет ГИН-311	Тирасполь	Санько, 1982а, 1982б; 1987; Зименков, Кузнецов, 1985
	5780±70 лет МИГ-24	Семеновичи	Зименков, Колковский, 1981; Зименков и др., 1985; Зименков, Кузнецов, 1985
	5950±80 лет ТА-1222	Судoble	Богдель и др., 1983а, 1983б
AT-2 6000-6600 л. н.	6130 лет Ki-3391	Олтуш (скв.2)	Власов и др., 1990; Якушко и др., 1992; Tarasov et al., 1996
	6300±200 лет IGSB-478	Присно (р. 8-901)	Санько і інш., 2000б; Аношка і інш., 2000
	6320 лет	Песчаное	Pavlovskaya, Zernitskaya, 1997
	6340±80 лет МИГ-40	Горница	Зименков, Колковский, 1981; Зименков, Кузнецов, 1985

	6500±270 лет IGSB-27	Долгое	Жуховицкая и др., 1998
АТ-1 6600-8000 л. н.	7010±70 лет Tln-582	Новоселки	Зерницкая, 1986а, 1986б
	7020±70 лет Tln-588	Здитово	Зерницкая, Дайнеко, 1986
	7060±100 лет ИГАН-213	Латыши	Александровский, Чичагова, 1980
	7300±700 лет IGSB	Поляновка (р. 40)	Еловичева, 2000
	7330±80 лет МО-564	Сосница	Серебрянный, 1978
	7360±100 лет МГУ-292	Сосница	Серебрянный, 1978
	7750 лет	Песчаное	Pavlovskaya, Zernitskaya, 1997
	7770±230 лет VS-367	Чернихово	Зерницкая, 1985а, 1985б
	7840±60 лет IGSB	Ст. Войковичи	Яловічава і інш., 2000
	7850±80 лет Tln-584	Новоселки	Зерницкая, 1986а, 1986б
7920±100 лет МО-561	Сосница	Серебрянный, 1978	
ВО-3 8000-8400 л. н.	8000±340 лет IGSB	Поляновка (р. 45)	Еловичева, 2000
ВО-2 8400-8800 л. н.	8400 лет	Птичь	Зярніцкая, Каліцкі, 1998
	8510±70 лет ТА-1223	Судoble	Богдель и др., 1983а
	8590±140 лет МИГ-13	Курино	Санько, 1987; Кузнецов и др., 1982; Зименков, Кузнецов, 1985
	8590±90 лет МИГ-29	Морино	Зименков, Колковский, 1981; Кузнецов и др., 1982; Зименков и др., 1985
	8600 лет 8600 лет	Песчаное	Pavlovskaya, Zernitskaya, 1997
	8600±70 лет Tln-585	Новоселки	Зерницкая, 1986а, 1986б
	8650 лет Ki-3392	Олтуш (скв.2)	Власов и др., 1990; Якушко и др., 1992; Tarasov et. al., 1996
	8690±240 лет VS-365	Чернихово	Зерницкая, 1985а, 1985б
8700±300 лет IGSB-475	Присно (р. 8-901)	Санько і інш., 2000б; Аношка і інш., 2000	
ВО-1 8800-9200 л. н.	8940±80 лет МИГ-28	Морино	Кузнецов и др., 1982
	9000 лет	Птичь	Зярніцкая, Каліцкі, 1998
	9023±300 IGSB-406	Луковица-2	Каліцкі, Зярніцкая, 2000
	9080±90 лет ТА-1224	Судoble	Богдель и др., 1983а, 1983б
	9190±252 лет	Лозовики	Зярніцкая і інш., 2000
	9230 лет Ki-3393	Олтуш (скв.2)	Власов и др., 1990; Якушко и др., 1992; Tarasov et. al., 1996
РВ-2 9200-10000 л. н.	9230 лет Ki-3393	Олтуш (скв.2)	Власов и др., 1990; Якушко и др., 1992; Tarasov et. al., 1996
	9270±50 лет Tln-586	Новоселки	Зерницкая, 1986а, 1986б
	9270 лет	Песчаное	Pavlovskaya, Zernitskaya, 1997
	9320±100 лет МИГ-41	Кремушовка	Зименков, 1987а, 1987б
	9371±95 лет	Лозовики	Зярніцкая і інш., 2000
	9430±85 лет МИГ-28	Морино	Вознячук и др., 1975; Зименков, Колковский, 1981; Зименков, 1987а, 1987б
	9640±160 лет ГИН-2308	Бурое	Санько, 1982а, 1982б; 1987; Зименков, Кузнецов, 1985
	9800 лет	Птичь	Зярніцкая, Каліцкі, 1998
	9870 лет Ki-3394	Олтуш (скв.2)	Власов и др., 1990; Якушко и др., 1992; Tarasov et. al., 1996
	9920±90 лет МИГ-27	Морино	Вознячук и др., 1975; Зименков, Колковский, 1981; Зименков, Кузнецов, 1985; Зименков, 1981, 1987а, 1987б; Зименков и др., 1985
9920 лет	Песчаное	Pavlovskaya, Zernitskaya, 1997	
9970±110 лет Tln-136	Морино	Вознячук и др., 1975; Вознячук, Вальчик, 1978; Зименков, Кузнецов, 1985; Зименков и др., 1978, 1985; Зименков, Колковский, 1981	
РВ-1 10000-10300 л. н.	10060±120 лет VS-108	Мошно	Гайгалас и др., 1976; Якушко и др., 1982а
	10170±170 лет ГИН-2309	Бурое	Санько, 1982а, 1982б, 1987; Зименков, Кузнецов, 1985
	10190±140 лет	Червоное	Гайгалас и др., 1976; Якушко и др., 1982а
	10280±120 лет VS-107	Кривое	Гайгалас и др., 1976; Якушко и др., 1982а
	10290 лет	Птичь	Зярніцкая, Каліцкі, 1998
	10290±120 лет (интерполяция дат)	Морино	Зименков, Колковский, 1981

Применение сопряжённого анализа при изучении гляциоплейстоценовых и голоценовых антропогенных отложений свидетельствует о том, что только экологически совместимая часть спорово-пыльцевых спектров с соответствующими им остатками флоры и фауны является достоверным фактическим материалом, синхронным вмещающему осадку. Именно эти данные должны быть положены в основу интерпретации палеогеографической обстановки и возраста отложений. Использование же в этих целях данных одного из палеонтологических методов, не имеющих достоверных критериев для выделения переотложенных форм, необходимо проводить с достаточным вниманием, поскольку эти материалы нередко объединяют флору и фауну из межледниковых и перигляциальных горизонтов. Последние нередко включают как доантропогенные элементы, удревняющие возраст межледниковых образований, так и теплолюбивые, экологически несовместимые четвертичные формы, искажающие

характер климатической обстановки этого отрезка времени. Сопряжённый анализ отложений, не затронутых процессами переотложения, свидетельствует о классическом совпадении выделенных различными методами фаз и этапов развития водных, болотных и наземных растительных ассоциаций, отражая тесную взаимосвязь развития биогеоценозов (рис. 42). Единство палеоклиматических перемен, устанавливаемых палеонтологическими и геохимическими методами, способствует реконструкции и уточнению особенностей климата и истории формирования современных и древних озёрных осадков и в том случае, когда растительные остатки в них отсутствуют.