

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
**«БЕЛГОРОДСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»**
(Н И У « Б е л Г У »)

ФАКУЛЬТЕТ ГОРНОГО ДЕЛА И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ
КАФЕДРА ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ И ЗЕМЕЛЬНОГО КАДАСТРА

**ПАЛЕОПОЧВЕННЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ
ОБСТАНОВОК ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ ГОЛОЦЕНА НА ЮГЕ
СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ**

Выпускная квалификационная работа
обучающегося по направлению подготовки
05.04.06 Экология и природопользование
очной формы обучения, группы 81001513
Дудина Дмитрия Игоревича

Научный руководитель
д.г.н., профессор
Чендев Ю.Г.

Рецензент
заместитель начальника -
начальник отдела учета и
контроля РВ и РАО и
государственной экспертизы
управления ВОС департамента
АПК и воспроизводства
окружающей среды
Белгородской области
Дегтярь А.В.

БЕЛГОРОД 2017

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр
ВВЕДЕНИЕ.....	3
ГЛАВА 1. ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА И ПРИРОДЫ ЗЕМЛИ В ГОЛОЦЕНЕ.....	6
1.1. Изменения климата и ландшафтов на протяжении голоцена...	7
1.2. Особенности эволюции природной среды Среднерусской возвышенности во второй половине голоцена.....	27
ГЛАВА 2. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ГОЛОЦЕНА.....	32
2.1. Основные этапы и методы исследований ландшафтно- климатических изменений в голоцене.....	32
2.2. Археологические памятники как уникальные объекты изучения эволюции природной среды	37
ГЛАВА 3. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЧВ НА УЧАСТКАХ ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ	42
3.1. Объекты исследования.....	42
ГЛАВА 4. ТЕНДЕНЦИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ ГОЛОЦЕНА НА ЮГЕ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ.....	58
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	70
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	71

ВВЕДЕНИЕ

На современном этапе развития человечества особое значение приобрели вопросы экологии и состояния окружающей среды. Человек учиться взаимодействовать по-новому с природной средой для достижения устойчивого развития. Особо важно изучение естественных природных процессов для понимания современных изменений окружающей среды: климата, растительности и т.п. Так как измерения климатических показателей ведется недостаточно долго, около 100 лет, то и фиксирование, и изучение динамики изменения климата невозможно в полной мере. Изучение динамики климата намного более результативно с использованием методов палеогеографии и палеопочвоведения. На поверхности земной коры накапливается много осадочного материала. Он откладывается слоями. Изучая слои осадочного материала можно судить об условиях их отложения.

Почва является результатом разрушения горных пород и дальнейшего развития этих разрушенных пород под воздействием климата, растительности, рельефа и времени. Почвы обладают как горизонтальной, так и вертикальной дифференциацией. В вертикальной плоскости почвы делятся на отдельные слои, выделяемые по своим особым свойствам. Это почвенные горизонты. Горизонты и их свойства могут свидетельствовать об условиях их образования. Поэтому изучение эволюции почв может помочь в исследовании динамики изменения климата, т.к. климат и растительность являются наиболее значимыми факторами образования почв на однородном рельефе.

Изучение эволюции почв расширяет наши знания о почвах, закономерностях их развития. Это позволяет прогнозировать современный генезис почв, более полно понять процессы регуляции и изменения почвенного покрова по отношению к изменению климатических условий и смене растительных сообществ.

Цель исследования – изучение фоновых и погребенных под насыпями голоценового возраста почв лесостепной зоны, их свойств для выявления закономерностей изменения почв.

Задачи:

- изучение и анализ литературных источников в области эволюции природной среды во второй половине голоцена,
- полевое изучение почв, отбор образцов,
- проведение лабораторных анализов свойств почв,
- выделение тенденций и закономерностей изменения свойств погребенных почв в процессе естественной их эволюции во второй половине голоцена в связи с изменениями климата.

Предмет исследования – свойства разновозрастных почв на выбранных участках.

Объекты исследования – почвы участка заповедника «Белогорье» «Лес на Ворскле» (Борисовский р-н, Белгородская область), «Ямская степь» (Губкинский р-н, Белгородская область), почвы в окрестностях пос. Батрацкая дача (Шебекинский р-н, Белгородская область), почвы в бассейне нижнего течения реки Черная Калитва (Россошанский р-н, Воронежская область), почвы в окрестностях пос. Водяное (Змиевский район Харьковской области) и другие, перечисленные ниже.

Основными **методами** в данных исследованиях выступали: экспедиционный, сравнительно-географический, метод хронорядов почв (погребенных почв).

Изучение почв на вышеназванных участках производилось в процессе всего срока обучения с 2012 по 2017 годы совместно с научным руководителем Чендевым Ю.Г. Ряд исследований проводился в археологических экспедициях под руководством И.В.Федюнина, В.А.Сарапулкина, В.В. Колоды. Исследования проводились при поддержке следующих грантов:

- №13-05-41158 РГОа Антропогенные изменения природной среды юга Центральной России за последние века в связи с сельскохозяйственным освоением территории»,
- РФФ №14-17-00171 «Региональные отклики компонентов окружающей среды на изменения климата разной периодичности: юг лесостепи Среднерусской возвышенности»,
- РФФИ № 12-04-01511-а «Природная эволюция растительного покрова на юге лесостепи Среднерусской возвышенности в голоцене».

ГЛАВА 1. ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА И ПРИРОДЫ ЗЕМЛИ В ГОЛОЦЕНЕ

Анализ изменений климата и ландшафтов, происходивших на протяжении голоцена, периодичности и пространственных закономерностей в проявлении этих изменений имеет большое значение для разработки прогнозных построений. Такие исследования особенно актуальны в современных условиях потепления, связанного с повышением содержания парниковых газов в атмосфере. По данным инструментальных наблюдений установлено, что в течение XX века происходило повышение среднеглобальной температуры в приземном слое атмосферы, осложненное короткопериодными колебаниями, причем за последние 40–50 лет скорость этого потепления резко возросла. По сравнению с концом XIX века среднеглобальная температура к 2005 г. повысилась на $0,75^{\circ}\text{C}$ (IPCC 2007, 2007). Это означает, что современный термический уровень вплотную приблизился к высшему уровню теплообеспеченности голоцена (так называемому климатическому оптимуму) (Климаты и ландшафты..., 2010).

Интерес к палеоклиматическим исследованиям связан также и с тем, что наше время, по всей вероятности, относится к заключительному этапу межледниковья, за которым закономерно следует новая ледниковая эпоха (Хотинский, 1977). Это подтверждается оценками продолжительности предшествующих межледниковых эпох, полученными на основании изучения озерных отложений с годичной слоистостью (Кислов, 2001), по данным комплексных исследований ледниковых кернов и глубоководных океанических колонок в сочетании с расчетами циклических изменений орбитальных параметров Земли (Большаков, 2003). Многочисленные палеогеографические реконструкции согласованно указывают на то, что климатический оптимум голоцена пройден более 5 тыс. л.н. Таким образом, на современном этапе естественный тренд климатических изменений направлен в сторону похолодания (Климаты и ландшафты..., 2010) тогда как

антропогенный тренд ведет к дальнейшему потеплению. В ряду направленно-ритмических изменений климата в четвертичном периоде голоцен выступает как типичная межледниковая эпоха. Основные черты ландшафтной оболочки Земли в голоцене подчиняются закону широтной зональности, что характерно для межледниковых эпох вообще, в противоположность развитию гиперзональности в ледниковые эпохи (Величко, 1995).

Наиболее отчетливо этому закону соответствуют такие компоненты природной среды, как растительность и почвы, которые способны достаточно быстро реагировать на климатические изменения.

Сравнение с предшествующими межледниковыми эпохами позволяет считать голоцен относительно прохладным межледниковьем. Количественные палеоклиматические реконструкции, проведенные по данным комплексных исследований глубоководных морских осадков и континентальных отложений разного генезиса, включая ледниковые керны из Антарктиды, показали, что в большинстве регионов Земли (по крайней мере во внетропических областях обоих полушарий) голоцен характеризовался наименьшей теплообеспеченностью из четырех последних межледниковий (Величко и др., 1995).

1.1. Изменения климата и ландшафтов на протяжении голоцена

Несмотря на относительно небольшую продолжительность голоцена, охватывающего около 10,3 тыс. лет по радиоуглеродной шкале (что соответствует ~11,5 тыс. календарных лет), на протяжении этого межледниковья происходили весьма значительные изменения климата и перестройки ландшафтов. На рубеже позднеледниковья и голоцена во всех широтных поясах обоих полушарий Земли глубокая температурная депрессия конца оледенения сменилась быстрым потеплением. На северо-

западе Европы скорость повышения летней температуры в это время достигала $1,7^{\circ}\text{C}/100$ лет (Эволюция почв..., 2015)

Как показывают данные по вертикальному приросту кораллов, подъем уровня Мирового океана, обусловленный таянием ледниковых покровов, продолжался с переменной скоростью приблизительно до 6 тыс. ^{14}C л.н. (~7 тыс. календ.л.н.) (Эволюция почв..., 2015). Раннему голоцену (11,5–8 тыс. календ.л.н.) соответствует этап замедления подъема уровня моря, что отражает постепенное сокращение поступления талых вод из Антарктиды и особенно с Лаврентийского ледникового щита на заключительной стадии его деградации. И.И. Борзенковой и В.А. Зубаковым по палинологическим данным была построена обобщенная кривая колебаний летней температуры (Т июля) на протяжении голоцена для пояса $60\text{--}75^{\circ}$ с.ш. на территории Европы (Борзенкова, 1992). Ее сопоставление с температурной кривой, полученной Н.-А. Мёрнером по изменениям изотопного состава озерных карбонатов в южной Швеции, около 56° с.ш., и с палеотемпературами, реконструированными для восточной части Средиземного моря (Кислов, 2001), указывает на приблизительно синхронность наиболее значительных потеплений и похолоданий в разных широтных зонах Северного полушария в голоцене.

На основе реконструкции по палинологическим данным Н.А. Хотинский (1977) выделил на территории Северной Евразии три основных термических максимума голоцена: бореальный (8,9–8,3 тыс. ^{14}C л.н.), атлантический (6–4,7 тыс. ^{14}C л.н.) и суббореальный (4,2–3,2 тыс. ^{14}C л.н.), из которых бореальный максимум наиболее ярко проявился в Сибири и на Дальнем Востоке, а атлантический и суббореальный – на Русской равнине. Отметим, что, несмотря на эти региональные различия, Н.А. Хотинский пришел к выводу, что термические изменения в голоцене на всей территории Северной Евразии были однонаправленными и более или менее синхронными, хотя и разномасштабными. При этом «только позднеатлантическая фаза, отмеченная оптимальным соотношением

теплообеспеченности и увлажненности, может рассматриваться как климатический оптимум голоцена всей Северной Евразии».

Наиболее высокая температура воздуха в неледниковых районах Северного полушария была характерна для интервала 9–5 тыс. ^{14}C л.н. (так называемый «мегатермал»). В целом в этот период летняя температура в высоких и умеренных широтах превышала современную на 2–3°C, однако внутренняя структура мегатермала была довольно сложной. Согласно реконструкции И.И. Борзенковой (1992), наиболее значительные потепления в пределах мегатермала соответствовали раннебореалу (9,0–8,6 тыс. ^{14}C л.н.), раннему и позднему атлантику (7,9–7,5 и 6,2–5,3 тыс. ^{14}C л.н.). Последнему из этих потеплений отвечают наибольшее за весь голоцен повышение уровня океана – приблизительно на 2 м выше современного – и максимальное расширение зоны обитания кораллов в Тихом океане, соответствующее температуре поверхностного слоя воды не менее 20,5°C. Именно это потепление (около 6–5,5 тыс. ^{14}C л.н.) рассматривается как «климатический оптимум голоцена» в глобальном аспекте.

Бореальное потепление. В условиях быстрого потепления в начале голоцена в умеренных регионах происходило расселение древесных пород и формирование межледниковой зональной структуры ландшафтов. 9–8 тыс. ^{14}C л.н. на территории Северной Евразии в основном завершился распад гиперзональной растительности, характерной для предшествующего ледникового, и произошла консолидация основных растительных зон – тундры, лесов и степей (Хотинский, 1977). На большей части лесной зоны Восточно-Европейской равнины в бореальном периоде господствовали березовые и сосновые леса в условиях относительно сухого и прохладного континентального климата. Бореальное потепление сопровождалось иссушением и в умеренных широтах Западной Европы: аномально низкие уровни озер в раннебореальное время реконструированы в ее центральной части, на юге Швеции и в Финляндии (Борзенкова, 1992).

На севере Сибири в начале бореального периода голоцена происходило быстрое продвижение древесных пород на север, в пределы тундры. В бореальное время в этих регионах отмечено наиболее северное распространение высокоствольной березы за весь голоцен (до 76° с.ш.) (Хотинский, 1977). На п-ове Таймыр 9,2–8,8 тыс. ¹⁴С л.н. преобладала лесотундра с кустарниковой березой и ольхой, тогда как в настоящее время из древесных пород там растут лишь кустарниковые ивы и редко – карликовая березка. Температура на Таймыре в бореальный период голоцена превышала современную на 3–4°C, а годовая сумма осадков – на 100–150 мм (Антропоген Таймыра, 1982). В то же время на большей части Западной Сибири климат в бореале был суше современного (Хотинский, 1977).

Бореальное потепление было весьма значительным и в высоких широтах Северной Америки. Так, на Аляске и в дельте р. Маккензи на территории современной лесотундры ~9 тыс. ¹⁴С л.н. распространялись еловые леса (Ritchieetal., 1983). Летняя температура воздуха на Аляске и на севере Канады в этот период превышала современную на 3–4°C. В большинстве умеренных регионов Северной Америки наибольшее потепление реконструировано в интервале 9–7 тыс. ¹⁴С л. н. Повышение летней температуры привело к сокращению увлажнения, уменьшению роли лесов и экспансии прерий на севере Среднего Запада США. Сухой и теплый климат с температурой летом на 1–2°C выше современной установился около 9 тыс. ¹⁴С л.н. на территории Новой Англии (Ritchieetal., 1983). Ксеротермические условия реконструированы для этого времени и для притихоокеанского северо-западного региона США (Davis, Sellers, 1994). Как палеогеографические данные, так и результаты численного моделирования указывают на значительное возрастание летних осадков в засушливом юго-западном регионе США в этот же период (так называемый «раннеголоценовыйплювиал» – там же). Около 9 тыс. л.н. наибольшей интенсивности достигали африканский и азиатский муссон, что приводило к увеличению летних осадков (Davis, Sellers, 1994). В тропических и

субтропических широтах Африки, Индии и Австралии бореальному времени соответствует этап повышенного увлажнения с наиболее высоким за весь голоцен уровнем озер (оз. Чад, озера Рифтовой долины) и максимальными расходами рек Нигера и Сенегала (Борзенкова, 1992). В это же время в Африке, Южной Америке и Австралии сокращались площади субтропических пустынь и полупустынь и значительно расширялись площади тропических лесов.

В гумидных регионах умеренных широт Южного полушария в раннем голоцене – с 10(9) до 8 тыс. ^{14}C л.н. – реконструировано наибольшее потепление. Палинологические исследования многочисленных разрезов озерных и болотных отложений в северной части Патагонских Анд (40–42° ю.ш.) показали, что в этом регионе климат в раннем голоцене был теплее и (сезонно) суше, чем современный. Южнее (45–50° ю.ш.) теплый климат раннего голоцена был одновременно и наиболее влажным: максимального развития достигали патагонские дождевые леса, в западных предгорьях Анд широко распространялись магелланские (субантарктические) формации (Davis, Sellers, 1994); повышались уровни озер, расположенных восточнее главного водораздела Анд. На крайнем юге Патагонии и на Огненной Земле климат раннего голоцена был суше, чем современный, и в целом характеризовался большей изменчивостью (Ritchieetal., 1983).. В низких широтах Южной Америки наибольшее потепление реконструировано для более позднего интервала – приблизительно 8–5,5 тыс. л.н. (или 7–4,5 тыс. ^{14}C л.н.).

На Тасмании оптимальные климатические условия складывались в период с 10 до 7 тыс. ^{14}C л.н. (Эволюция почв..., 2015). Согласно реконструкции по палинологическим данным (Эволюция почв..., 2015), наиболее теплый и влажный климат в этом регионе существовал с 10 до 6 тыс. ^{14}C л.н., причем 10–8 тыс. л.н. достигалось максимальное потепление, а 8–6 тыс. л.н. – максимальное увлажнение. Палинологические данные по Новой Зеландии также показывают, что температура достигала современного

уровня или даже несколько превышала его около 9 тыс. ^{14}C л.н. (Davis, Sellers, 1994). В Антарктиде по данным исследований изотопного состава ледяных кернов наиболее значительное потепление отмечено в интервале 9,4–9,0 тыс. ^{14}C л.н. (Котляков и др., 1987.). С этим потеплением было связано широкое распространение термокарстовых озер.

Таким образом, раннебореальное потепление (так называемый «бореальный термический оптимум») имело глобальный характер проявления. При этом оно было слабее выражено в регионах, примыкающих к Северной Атлантике, что, вероятно, объясняется влиянием еще сохранявшегося в это время, хотя и сильно сократившегося, Лаврентийского ледникового покрова. Климатический оптимум голоцена (далее КОГ) соответствует полной деградации материкового оледенения в Северном полушарии, наименьшему глобальному объему запасов льда и наибольшему повышению уровня Мирового океана в период с 6 до 5,5 тыс. ^{14}C л.н. В высоких широтах Северного полушария в ответ на потепление в КОГ продолжалось продвижение древесных пород на север, в пределы современной зоны тундры. В восточно-европейском секторе Евразии в атлантический оптимум голоцена сдвиг границы леса к северу достигал 200–250 км по сравнению с современным положением (Хотинский, 1977). В Западной и Средней Сибири из-за расширения лесотундры в северном направлении ширина полосы кустарниковой тундры сокращалась на 250–300 км. Положение северной границы леса и распространение тундры на Северо-Востоке Азии и на Аляске в КОГ были близки к современным, однако находки древесины лиственницы, датированные радиоуглеродным методом, указывают на значительное расширение ее ареала на Чукотке на рубеже бореального и атлантического периодов. В целом полученные к настоящему времени радиоуглеродные датировки показывают, что продвижение древесных пород на территорию современной тундры в Евразии, начавшееся уже в раннем бореале, в КОГ достигло максимума (Величко и др., 1997).

В таежной зоне Западной Сибири наиболее теплые условия за весь голоцен складывались в позднеатлантическое время (6,5–5,0 тыс. ^{14}C л.н.). Об этом свидетельствуют распространение наиболее теплолюбивых древесных пород и значительный сдвиг границ растительных формаций к северу в это (Величко и др., 1997). В Центральной Якутии наибольшее повышение температуры произошло в позднем атлантике – начале суббореала (6–4 тыс. ^{14}C л.н.), тогда как «бореальный термический максимум» в этом регионе имел подчиненное значение. КОГ соответствовал атлантическому времени и на юге Дальнего Востока, где в период с 7,3 до 4,8 тыс. ^{14}C л.н. распространялись полидоминантные широколиственные леса при среднегодовой температуре на 3–5 $^{\circ}\text{C}$ выше современной (Эволюция почв..., 2015).

В Северной Америке экотон тундра/лес в КОГ существенно смещался на север в дельте р. Маккензи и на п-ове Туктояктук, но при этом сохранялась значительная асимметрия западного и восточного секторов материка (Эволюция почв..., 2015). Вероятно, меньший сдвиг северной границы леса в КОГ в восточном регионе Северной Америки объясняется влиянием остаточного Лабрадорского ледника. Низкие уровни бессточных озер в умеренной зоне Канады и на севере США в КОГ свидетельствуют о теплых и сухих условиях этого времени. В юго-западных семиаридных и аридных регионах Северной Америки увлажнение существенно сократилось по сравнению с бореальным временем и около 6 тыс. ^{14}C л.н. было близким к современному.

В семиаридных регионах умеренного пояса Южного полушария (на равнинах Патагонии, в Аргентинской пампе и в Юго-Восточной Австралии) для периода с 8–7 до 5–4 тыс. ^{14}C л.н. по комплексу палеогеографических данных реконструировано повышение эффективного увлажнения (Борисова, 2008). Этот интервал, отмеченный в названных засушливых регионах развитием наиболее мезофильной растительности за весь голоцен, можно рассматривать как КОГ.

Пространственные реконструкции основных климатических показателей для оптимума голоцена.

Количественные палеоклиматические реконструкции для КОГ на территории северной Евразии и Северного полушария (5,5–6,0 тыс. ^{14}C л.н.) проводились многими исследователями. Пионерной работой такого рода явилась статья В.П. Гричука (1969), где был предложен и применен палеофлористический метод реконструкции основных климатических показателей. В основу последующих реконструкций климата голоцена также были положены главным образом палеоботанические данные (см., например, Климанов, 1982; Борзенкова, Зубаков, 1984; Бурашникова и др., 1982; Хотинский, Савина, 1985; Борзенкова, 1992). Реконструкции растительности и климата для серии временных срезов, включая КОГ, для территории США, Канады, для севера Западной Европы и Китая были проведены по комплексу палеогеографических данных в рамках международного проекта СОНМАР. Большое количество накопленных эмпирических данных в сочетании с различными методами датирования позволило осуществить реконструкцию основных климатических показателей (средней температуры января, июля, года и годовой суммы осадков) для КОГ во временном интервале 5,5–6,0 тыс. ^{14}C л.н. для Северного полушария (Velichkoetal., 1992). Температуры воздуха над северной Атлантикой и над Тихим океаном были рассчитаны по составу планктонных микроорганизмов и по другим палеобиологическим материалам.

Анализ распределения палеотемператур для КОГ демонстрирует наиболее значительные положительные отклонения от современных значений в высоких широтах, причем отклонения средней температуры января ($T_{\text{янв}}$) были больше, чем отклонения средней температуры июля ($T_{\text{июль}}$). Положение летних изотерм в КОГ было близким к субширотному; рисунок зимних изотерм был более сложным, но в общих чертах подобным современному. Область, где $T_{\text{янв}}$ превышала современную на 3–4°C, располагалась в высоких широтах и включала в себя север Скандинавского и

Кольского п-овов, северные регионы Восточной Европы и Западной Сибири, север Канады, о-ва Канадского архипелага, Гренландию и значительную часть северной Атлантики. На большей части Западной Европы и в среднеширотной полосе Восточно-Европейской равнины отклонения $T_{янв}$ от современной температуры не превышали $2-3^{\circ}\text{C}$. Близкие отклонения зимних температур реконструированы для среднеширотной части Канады и для Аляски. На территории США и на юге Европы $T_{янв}$ была близка к современной или превышала ее не более чем на 1°C . В субтропических широтах Северного полушария прослеживается пояс, где $T_{янв}$ в КОГ была немного ниже современной. Отклонения $T_{июль}$ от современных значений были наибольшими ($+4^{\circ}\text{C}$) к северу от 65° с.ш. и уменьшались в средних широтах до $+(1-2)^{\circ}\text{C}$; южнее 40° с.ш. летние температуры, как и зимние, были ниже современных.

Годовая сумма осадков в регионах, лежащих севернее Полярного круга, в КОГ превышала современную на $50-100$ мм. На севере Западной Европы, в средних широтах Восточной Европы, на юге Сибири и в средних широтах Северной Америки количество осадков было меньше современного. Наконец, к югу от 40° с.ш. и особенно в субтропических широтах сумма осадков превышала современную. Особенно значительный рост осадков реконструирован для зоны субтропических пустынь в северной Африке, Аравии и Средней Азии, а также для территории Китая (Velichkoetal., 1992). Поздний голоцен. После $5,0-4,5$ тыс. ^{14}C л.н. (в раннесуббореальное время) глобальное потепление сменилось похолоданием, которое наиболее отчетливо проявилось в средних и высоких широтах Земли, прежде всего в изменениях в составе и распространении растительных сообществ, в активизации горного оледенения. Анализ палинологических данных и макроостатков древесных пород, датированных по радиоуглероду, показывает, что начиная с раннесуббореального времени в Евразии происходили значительное отступление северной границы леса к югу и сокращение роли относительно теплолюбивых растений в сообществах

(Величко и др., 1997). На севере Канады и на о-вах Канадского архипелага за период после КОГ также произошло существенное похолодание, главным образом за счет снижения летних температур. На Аляске и в дельте р. Маккензи еловые леса в результате похолодания в суббореале сменились лесотундрой (Ritchieetal., 1983).

Для позднего голоцена в большинстве горных стран высоких и средних широт были характерны повторяющиеся фазы наступания ледников. Этот период получил в литературе название «неогляциал». Первые фазы наступания ледников во многих горных странах мира (Швейцарские Альпы, Кордильеры, Гималаи, Южные Альпы Новой Зеландии) отмечены уже около 5 тыс. ^{14}C л.н., или ~6 тыс. календ.л.н. Результаты исследований осадков приледниковых озер показывают, что рост ледников начался приблизительно в это же время и в других регионах высоких и средних широт Северного полушария (на Земле Франца-Иосифа, на Шпицбергене и в Скандинавии), однако там ледники оставались меньше современных вплоть до 2–3 тыс. ^{14}C л.н. (Соломина, 2010).

Одно из наиболее значительных похолоданий позднего голоцена произошло в раннесубатлантическое время (2,5–2,2 тыс. ^{14}C л.н., или в 650–280 гг. до н.э.). Следы этого похолодания обнаруживаются не только по комплексу разнообразных палеогеографических данных, но и по свидетельствам античных и китайских авторов. Подробный анализ пространственных закономерностей проявления этого холодного эпизода был проведен В.В. Клименко (2004). На основе результатов палеоклиматических реконструкций по 579 пунктам (в том числе количественных оценок по 192 пунктам) им были составлены карты среднегодовой температуры и годовой суммы осадков в отклонениях от современных величин для Северного полушария. В проявлении раннесубатлантического похолодания была выявлена значительная географическая неравномерность: оно достигало наибольшей глубины в высоких широтах (к северу от 50° с.ш.), а также в Тибете, на Эфиопском

нагорье и на юго-западе Северной Америки. При этом в умеренных и субтропических широтах атмосферные осадки были на 50–100 мм выше современных, наибольшее увлажнение реконструировано для северного побережья Гвинейского залива (годовая сумма осадков превышала современную на 200 мм и более). К северу от 50° с.ш. годовая сумма осадков была меньше современной. В Восточной Сибири, на Дальнем Востоке и Северо-Востоке Азии, а также в экваториальной Африке и Центральной Америке отклонения превышали –50 мм (Клименко, 2004).

Тенденция горных ледников к росту, проявившаяся в позднем голоцене, вновь достигла кульминации в так называемый «малый ледниковый период», или «малый ледниковый век» (МЛВ). Хронологические рамки этой сложно построенной холодной фазы исследователи определяют различно, однако наибольшие похолодания в ее пределах, сопровождавшиеся наступанием ледников, произошли в XIV и XVII–XVIII вв. В высоких и средних широтах Северного полушария МЛВ отделяется от предшествующего направленно-колебательного похолодания позднего голоцена отчетливо выраженным периодом потепления на рубеже I и II тысячелетий н.э. Это потепление получило название «средневекового», или «малого климатического оптимума» (МКО). Существование теплого климата между 900 и 1240 гг. подтверждается находками древесины севернее современной границы леса и выше границы леса в горах, данными пыльцевого анализа, результатами комплексных исследований отложений приледниковых озер, ледяных кернов и т.п. в разных регионах Северного полушария (Соломина, 1999). Тем не менее в степени и времени проявления этого потепления выявлены значительные межрегиональные различия. Палеоклиматические реконструкции для МКО на территории Северной Евразии были проведены В.А. Климановым (1992) по палинологическим данным. Согласно этим реконструкциям, наибольшие положительные отклонения средней температуры января и июля от современных значений достигались в высоких широтах и не превышали 2°C. На широтах 45–40° с.ш.

температуры в МКО были близки к современным. При этом в высоких широтах годовая сумма осадков была выше современной, а между 55° и 50° с.ш. реконструировано слабое сокращение осадков. Собранные доказательства глобального проявления МКО пока не столь убедительны, как свидетельства глобального проявления похолодания в МЛВ.

В целом в умеренном поясе Северной Евразии вторая половина голоцена была более влажной, чем первая (Хотинский, 1977). В бореальной области Северной Америки и в гумидных субтропических регионах в послеоптимальное время также в основном происходил рост увлажнения. В большинстве гумидных среднеширотных регионов Южного полушария более влажным климатом также характеризовалась вторая половина голоцена. В семиаридных и аридных субтропических и муссонных регионах Северного полушария в позднем голоцене, напротив, становилось суше (Wanneretal., 2008). В пустынной области Средней Азии и на Туранской низменности плювиальные условия раннего–среднего голоцена сменились аридными условиями, близкими к современным. Таким образом, для позднего голоцена (после 5,0–4,5 тыс. ¹⁴С л.н.) в целом был характерен процесс направленно-колебательного снижения температуры и увеличения увлажнения в умеренных широтах обоих полушарий. На фоне этого основного тренда происходили более или менее отчетливо выраженные климатические колебания второго и третьего порядка. На границах таких климатических фаз достигались наибольшие естественные скорости изменения климата.

Быстрые ландшафтно-климатические изменения в голоцене.

Анализ географических закономерностей проявления этапов наиболее быстрых климатических изменений в голоцене был проведен в статье Mayewskietal. (2004) на основе сопоставления разнообразных палеогеографических данных по трем широтным поясам Земли (рис. 11.1, Н). В качестве основной временной шкалы в этой работе принята хронология ледяного керна из Гренландии, полученного в рамках проекта GISP2

(GreenlandIceSheetProjectTwo), детально изученного в отношении химического и изотопного состава льда и воздушных пузырьков во льду. П.А. Маевски и др. (Mayewskietal., 2004) провели корреляцию серий палеогеографических данных по разным регионам с данными комплексных исследований керна GISP2. В связи с этим в данном разделе всюду приведен календарный возраст отложений и событий. Этапы резких климатических изменений (ЭРКИ) сопоставлены также со стадиями наступания горных ледников в разных регионах Земли.

Похолодание 9–8 тыс.л.н. Наиболее резким, выразительным и повсеместным климатическим событием на протяжении всего голоцена явился ЭРКИ в интервале с 9 до 8 тыс. л.н., что приблизительно соответствует 8–7,2 тыс. ¹⁴C л.н. В Северной Атлантике и прилегающих к ней регионах данный ЭРКИ выражен в виде так называемого «события 8200» – резкого и глубокого похолодания, во время которого температура поверхностных морских вод снизилась на 4–5°C. Резкое похолодание отражено также в изменениях изотопного состава льда в ледниковых кернах из Гренландии, в наступании горных ледников и снижении верхней границы леса в Скандинавии и т.п. Рост ледников в это время происходил и на северо-западе Северной Америки. Похолодание в североатлантическом регионе привело к углублению Исландского минимума и усилению Сибирского антициклона, что вызвало активизацию атмосферной циркуляции в высоких и умеренных широтах Северного полушария (Mayewskietal., 2004). Участились зимние вторжения сухих и холодных воздушных масс в Средиземноморье, тогда как количество осадков на Ближнем Востоке, наоборот, увеличилось. Некоторое сокращение горных ледников в Альпах в этот период, возможно, было связано с господством сухих северных ветров. В низких широтах ЭРКИ 9–8 тыс. л.н. во многих регионах соответствует этап иссушения, который прерывал собой продолжительный влажный период первой половины голоцена. В это время понижался уровень оз. Титикака, частые и сильные засухи были характерны для территорий Африки,

Пакистана, бассейна Амазонки. Ослабление летнего муссона установлено для тропической Африки и района Аравийского моря. В высоких и умеренных широтах Южного полушария во время ЭРКИ 9–8 тыс. л.н. ослабевала полярная циркуляция над Восточной Антарктидой, количество выпадавшего снега в этом регионе сокращалось. В море Росса в это время продолжалось отступление шельфовых ледников, происходившее с начала голоцена. На территории Чили в ЭРКИ 9–8 тыс. л.н. отмечен рост атмосферных осадков, что, вероятно, было связано с усилением Западного переноса в Южном полушарии. У берегов Южной Африки температура поверхностных морских вод в этот период повышалась.

Таким образом, степень проявления ЭРКИ 9–8 тыс. л.н. сильно варьировала от региона к региону, однако преобладающей тенденцией было сочетание похолодания в высоких широтах и аридизации в низких широтах. Интенсивность этого эпизода многие исследователи объясняют тем, что в начале голоцена в Северном полушарии все еще сохранялись довольно значительные остатки ледниковых покровов: по своим причинам и свойствам данное похолодание было подобно холодным стадиям позднеледниковья. Прохладные полюса – сухие тропики 6–5 и 3.5–2,5 тыс. л.н. (5,2–4,5 и 3,3–2,5 тыс. ^{14}C л.н.). ЭРКИ 6–5 тыс. л.н. соответствуют усилению айсбергового разноса минеральных частиц в Северной Атлантике, повсеместное наступание горных ледников (начало «неогляциала»), усиление западного переноса воздушных масс. В это время на северо-востоке Средиземноморья произошло похолодание, что объясняется зимними вторжениями холодных континентальных воздушных масс (Mayewskietal., 2004). В низких широтах ЭРКИ 6–5 тыс. л.н. отмечает окончание длительного влажного периода в тропической Африке; в это время там возросла неравномерность в выпадении осадков и наметился процесс аридизации. Количество осадков сокращалось также в Индии и на юге Тибета; понижался уровень оз. Титикака. Тем не менее в других регионах низких широт (Флорида, Карибский бассейн, Пакистан) увлажнение, напротив, увеличивалось. В

Южном полушарии этому этапу соответствует начало наступания горных ледников в Новой Зеландии. Данные по ледяным кернам из Антарктиды свидетельствуют об интенсификации атмосферной циркуляции и общем снижении температуры, которое происходило на фоне долговременного тренда к возрастанию летней инсоляции. Похолодание в этот период отмечено также в Южной Африке. В средних широтах Чили происходило иссушение климата (Mayewskietal., 2004). Фактически этот ЭРКИ соответствует окончанию фазы климатического оптимума голоцена и переходу от атлантического к суббореальному времени. Проявления ЭРКИ 3,5–2,5 тыс. л.н. в целом близки к проявлениям ЭРКИ 6–5 тыс. л.н. В это время также происходило наступание горных ледников во многих регионах мира, снижалась верхняя граница леса в горах Скандинавии и Кольского п-ова. В низких широтах для этого интервала реконструирована значительная аридизация в Восточной Африке, в бассейне Амазонки и в Карибско-Бермудском регионе. При этом климат Юго-Восточной Азии оставался довольно влажным, несмотря на ослабление летнего восточно-азиатского муссона. В средних широтах Чили этот интервал был значительно более влажным, чем ЭРКИ 6–5 тыс. л.н. По данным комплексных исследований озерных осадков из Антарктиды, 3,5–2,5 тыс. л.н. там было теплее, чем в настоящее время, что, возможно, объясняется большей величиной летней инсоляции по сравнению с современной.

Похолодание в высоких широтах и иссушение в тропиках 4,2–3,8 и 1,2–1,0 тыс. л.н. Во время ЭРКИ 4,2–3,8 тыс. л.н. (3,6–3,5 тыс. ^{14}C л.н.) и 1,2–1,0 тыс. л.н. сочетание похолодания в высоких широтах и иссушения в тропиках прослеживается не так отчетливо, как во время предшествующих ЭРКИ, и их следы обнаружены не во всех рассмотренных выше регионах (Mayewskietal., 2004). Тем не менее широкое географическое распространение известных проявлений этих ЭРКИ позволяет предположить, что они также имели глобальный характер. В Северном полушарии в эти интервалы ослабевали Исландский минимум и Сибирский максимум, и соответственно снижалась

интенсивность атмосферной циркуляции. В Северной Америке и Северной Евразии происходило похолодание, северная граница леса на равнинах Евразии сдвигалась к югу (Эволюция почв..., 2015). Данные о подвижках ледников в ЭРКИ 4,2–3,8 тыс. л.н. довольно сильно варьируют: на западе Северной Америки ледники наступали, в горах Европы – сокращались, а в Скандинавии были относительно стабильными. Процесс формирования глубинных водных масс в Северной Атлантике ослабевал в интервале 4,2–3,8 тыс. л.н., но усиливался 1,2–1,0 тыс. л.н. Западный перенос в Северной Америке резко усиливался 4,2–3,8 тыс. л.н., но практически не изменялся 1,2–1,0 тыс. л.н. (Mayewskietal., 2004). В низких широтах этим двум ЭРКИ отвечают изменчивые, но в целом сухие условия в большинстве регионов тропической Африки (Gasse, 2000, 2001) и муссонного Пакистана. Уровень оз. Титикака в эти периоды снижался, пассатные ветры усиливались. В интервале 1,2–1,0 тыс. л.н. аридизация распространялась на территорию Эквадора. В это же время отмечено выдвигание горных ледников на г. Кения (Эволюция почв..., 2015). В полярной области Южного полушария циркуляция атмосферы в названные ЭРКИ изменялась мало. Среднеширотная часть Чили была довольно сухой. В более высоких широтах (о-в Южная Георгия, Антарктический п-ов и Земля Виктории) 4,2–3,8 тыс. л.н. происходило потепление (Хотинский, 1977). 1,2–1,0 тыс. л.н. отмечено наступание ледников в Южных Альпах Новой Зеландии. На востоке Южной Африки в это время было прохладно и сухо (Mayewskietal., 2004).

Холодные полюса – влажные тропики 600–150 л.н. ЭРКИ с началом ~600 л.н. П.А. Маевски и др. (2004) не включили в рассмотрение последние 150 лет из-за вероятного антропогенного влияния на климат, а также потому, что в некоторых из взятых ими за основу палеогеографических «летописей» этот промежуток времени не представлен. Заметим, что ЭРКИ в интервале 600–150 л.н. приблизительно соответствует Малому ледниковому веку по европейской терминологии. Палеогеографические данные по Северному полушарию, и особенно данные о состоянии ледников и растительности,

показывают, что изменения климата в интервале 600–150 л.н. были наиболее резкими и глубокими из всех рассмотренных выше, за исключением, может быть, лишь краткого холодного эпизода ~8,2 тыс. л.н.. В некоторых регионах низких широт (например, на Гаити, во Флориде) климат в это время становился суше, однако в других регионах (например, в экваториальной Восточной Африке), наоборот, возрастало увлажнение, что необычно для позднечетвертичного времени при похолодании в полярных областях (Mayewskietal., 2004). Увеличение стока рек в Эквадоре и Пакистане показывает, что и эль-ниньо/южная осцилляция, и индийский муссон становились в это время более интенсивными.

В высоких широтах Южного полушария картина климатических изменений была довольно сложной. На Антарктическом п-ове преобладали относительно теплые условия, а в Восточной Антарктиде – холодные. В Альпах Новой Зеландии происходило наступание горных ледников, на юге Чили преобладало высокое увлажнение, а в Южной Африке реконструирован длительный прохладный и сухой эпизод.

Основные причины изменений климата в голоцене

Сопоставление результатов реконструкций с данными об изменениях во времени тех факторов, которые являются наиболее вероятными причинами изменений климата, показывает, что ведущую роль в долгопериодных изменениях климата в течение голоцена играли колебания инсоляции, вызванные циклическими изменениями наклона земной оси, эксцентриситета и прецессии (Mayewskietal., 2004). Вследствие изменений орбитальных параметров Земли в голоцене происходило значительное перераспределение солнечной энергии как между сезонами года, так и между широтными поясами Земли. В раннем голоцене Земля находилась в перигелии во время летнего солнцестояния в Северном полушарии, тогда как сейчас она наиболее приближена к Солнцу в период, близкий к зимнему солнцестоянию. Вследствие этого летняя инсоляция на всех широтах Северного полушария в раннем голоцене была выше современной:

отклонения от современного уровня составляли от $\sim 40 \text{ Вт/м}^2$ на 60° с.ш. до 25 Вт/м^2 на экваторе. Зимняя инсоляция в Северном полушарии, напротив, была ниже современной, причем ее наибольшие отклонения от современного уровня приходились на более низкие широты. В течение голоцена летняя инсоляция в Северном полушарии постепенно сокращалась, а зимняя – возрастала. Аномалии инсоляции летом Южного полушария имели противоположный знак, сосредоточивались в более низких широтах и были в целом меньше, чем в Северном полушарии. В Южном полушарии летняя инсоляция возрастала на всем протяжении голоцена, а зимняя – сокращалась, но при этом оставалась выше современной.

Воздействие изменений инсоляции на климат Земли проявляется опосредованно, испытывая региональное усиление/ослабление и преобразуясь за счет взаимодействия компонентов и реализации обратных связей в глобальной климатической системе. В целом перераспределение солнечной энергии, происходившее на протяжении голоцена, вызывало направленное, доказанное для последних 6000 лет смещение внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) к югу летом Северного полушария. Этот сдвиг сопровождался ослаблением Африканского и Азиатского муссонов и развитием процессов иссушения и опустынивания в Африке и в Азии. Одновременно в Северном полушарии происходило понижение летней температуры воздуха и увеличение меридионального градиента температуры воды в океанах (Wanneretal., 2008).

Похолодания вековой продолжительности и связанные с ними этапы наступания ледников, по крайней мере в позднем голоцене, приблизительно соответствуют так называемым циклам Бонда. Эта цикличность, по-видимому, обусловлена колебаниями солнечной активности и реакцией глобальной климатической системы на эти колебания (Mayewskietal., 2004). Как показывают реконструкции с высоким разрешением по времени, 200-летний ритм изменений солнечной активности отчетливо проявляется в

колебаниях ледников за последние 2000 лет (Соломина, 2010). Изменения климата с десятилетней периодичностью также, возможно, были связаны с колебаниями солнечной активности.

Инструментальными климатическими наблюдениями установлено, что крупные взрывные вулканические извержения вызывают кратковременное (на год или несколько лет) понижение среднглобальной температуры воздуха, так как аэрозоль, выбрасываемый в атмосферу при извержениях, сокращает поступление солнечной радиации к земной поверхности. После краткого похолодания эффект индивидуального извержения сглаживается, однако если крупные взрывные извержения в геологическом прошлом происходили чаще или группировались, образуя серии, то возможно проявление кумулятивного эффекта, который мог проявляться в течение нескольких десятилетий. Вероятно также проявление положительной обратной связи (усиление эффекта похолодания внутри климатической системы), поскольку первичное снижение температуры должно вызвать увеличение площади снежного покрова на суше и морских льдов и рост длительности их сохранения, что, в свою очередь, приводит к увеличению альбедо и дальнейшему похолоданию.

Исследования содержания сульфатов не морского генезиса в ледяном керне из скважины GISP2 (Хотинский, 1977) показали, что в период с 11,5 до 9,5 тыс. календ.л.н. взрывные вулканические извержения происходили чаще, чем в более позднее время. Кроме того, в раннем голоцене, вероятно, произошло несколько извержений, превосходивших по силе крупнейшие взрывные извержения исторического времени. Некоторые из ярко выраженных «климатических событий» голоцена невозможно объяснить воздействием сил, внешних по отношению к глобальной экосистеме. Так, например, многие исследователи (Alleyetal., 1997; Barberetal., 1999; и др.) объясняют резкое похолодание около 8200 календ.л.н., реконструированное по комплексу палеогеографических данных во многих регионах Земли, катастрофическим сбросом талых вод из озера,

подпруженного Лаврентийским ледниковым покровом, в северную Атлантику. Таким образом, по своему происхождению это похолодание, вероятно, было близким к похолоданию позднегориаса и к другим холодным стадиям позднеледникового. Значительное воздействие на климат крупных регионов оказывают такие внутренние механизмы функционирования глобальной климатической системы, как североатлантическая осцилляция (NAO), эль-ниньо – южная осцилляция (ENSO) и другие подобные короткопериодные колебания. Вероятно, эти явления изменялись также и в долговременном аспекте, однако эта их сторона изучена пока недостаточно. Существует также возможность развития значительных и резких изменений климата вследствие перехода глобальной климатической системы через некоторое критическое (пороговое) состояние под воздействием слабого квазипериодического.

Таким образом, изменения климата, происходившие на протяжении голоцена, представляют собой результат совокупного воздействия всех рассмотренных выше факторов, его преобразования в глобальной климатической системе и реализации обратных связей внутри системы. Долгосрочный тренд хода температуры в голоцене (смена теплых условий раннего и среднего голоцена более холодными условиями позднего голоцена) во многом объясняется изменениями инсоляции, связанными с орбитальными факторами. Во второй половине голоцена на фоне общей тенденции к похолоданию участились и усилились проявления короткопериодных резких изменений климата (Mayewskietal., 2004). Как показывают исследования энергетического баланса Земли и моделирование общей циркуляции атмосферы и океана, вариации температуры на протяжении последнего тысячелетия в основном объясняются совместным воздействием изменений солнечной активности и выбросов аэрозоля в атмосферу при эксплозивных вулканических извержениях. Можно предположить, что эти факторы играли важную роль в короткопериодных

климатических изменениях на всем протяжении голоцена.

1.2. Особенности эволюции природной среды Среднерусской возвышенности во второй половине голоцена

Атлантический период голоцена (8000-4800 л.н.), несмотря на сложную динамику биоклиматических обстановок, на протяжении большей его части характеризовался господством на территории Среднерусской возвышенности растительного покрова степной зоны. Это мнение разделяют другие исследователи. В.А. Климанов и Т.А. Серебрянная (1986) подчеркивают факт почти полного остепнения плакоров в атлантическом периоде голоцена даже на севере лесостепной зоны, где широколиственные леса сохранялись лишь в наиболее благоприятных для них местах (вероятно, в теневых экспозициях склонов речных долин и местами в поймах рек). На юге лесостепной зоны дуб и липа существовали в еще более угнетенном состоянии и произрастали лишь в долинах рек разобщенными группами. По мнению Л.Г. Динесмана (1968), климатический оптимум голоцена в лесостепной и степной зонах Восточно-Европейской равнины был выражен намного слабее по сравнению с более северными регионами, где он явно прослеживается в стратиграфических колонках отложений и свойствах палеопочв. А.Л. Александровский (2005) предлагает характеризовать атлантический период голоцена на территории лесостепи центра Восточной Европы как термический максимум, подчеркивая тем самым относительно засушливые, не оптимальные для функционирования растительности, климатические условия этого хроноинтервала.

Начальный этап суббореального периода голоцена (4800-4300 л.н.) характеризовался направленным похолоданием климата; тайга надвинулась на смешанные леса, а широколиственные леса – на степи (Спиридонова и др., 1999). В долине Дона (окрестности с. Костенки) в это время произошло обеднение видового состава лесов за счет сокращения доли

широколиственных пород и возрастания участия в древостоях сосны. Климат стал суше и холоднее. 4170±100 л.н. - 3970±160 л.н. - этап резко выраженной аридизации климата, который, был наиболее засушливой фазой климата в течение всего голоцена. Судя по приводимым в работе Е.А. Спиридоновой и А.С. Алешинской (1999) схемам, экстремальность данного климатического этапа (по отношению к предшествовавшим и последующим обстановкам) снижалась в субмеридиональном направлении, с юго-востока на северо-запад, - от зоны степей Восточно-Европейской равнины к зоне таежных лесов. В современной лесостепной зоне произошла деградация лесов даже в долинах рек. Господство заняли южные варианты степей, а на юго-востоке Центрально-Черноземной зоны возникли полупустыни с растительностью из маревых и полыней (Спиридонова и др., 1999). После 4000 л.н. климатические условия стали более благоприятными. В интервале времени 3970±160 л.н. - 3550±110 л.н. в южной половине лесостепной зоны на месте южных вариантов степей предшествовавшего климатического этапа происходило формирование лесостепных ландшафтов с тенденцией возрастания во времени роли лесных элементов: сосны, березы, липы, дуба (Спиридонова и др., 1999). На территории Курской и на северо-западе Белгородской областей в условиях резкого увеличения увлажненности климата начали активно формироваться болотные экосистемы (впервые в голоцене). В отложениях этого времени наблюдалось возрастание содержания пыльцы ольхи и появление пыльцы ели (Серебрянная, 1973). С 4000 л.н. на пространстве между Орлом и Курском в составе растительного покрова начали господствовать дубравы (Серебрянная, 1973), что можно расценивать с позиций формирования здесь уже в то время зоны широколиственных лесов. Примерно с рубежа 4000 л.н. начинается распространение лесов в южном направлении. На севере лесостепной зоны признаки лесной стадии возникли раньше, а на юге – несколько позднее. По данным А.С.Алешинской и Е.А.Спиридоновой (1999), кратковременная эпоха аридизации имела место 3500-3400 л.н. В это время на территории

южной лесостепи наблюдалось сокращение площадей лесов и временное восстановление зональных обстановок степных ландшафтов. Последний подэтап суббореального периода голоцена (3400-2800 л.н.) характеризуется как неустойчивая климатическая эпоха с неоднократной сменой аридных и гумидных обстановок. В это время наметилась тенденция к похолоданию климата. Одним из эпизодов аридизации климата данного подэтапа был хроноинтервал 3000-2800 л.н., который по археологическим находкам идентифицируется появлением в лесостепном Подонье кочевого населения, близкого причерноморским киммерийцам.

В субатлантическом периоде голоцена (последние 2800 лет природной эволюции биоценозов) на севере лесостепной зоны наблюдался более быстрый расцвет дубовой лесостепи как зонального явления, тогда как в южной половине рассматриваемой территории дубовые леса распространялись на водоразделы с меньшими скоростями, поэтому обстановка классической лесостепи здесь формировалась с некоторым запаздыванием. Начало субатлантического периода (2800-2300 л.н.) характеризовалось похолоданием и увлажнением климата. В зоне широколиственных лесов и на севере лесостепной зоны в составе лесов сократилась доля липы и возросло значение дуба (Серебряная, Ильвейс, 1973). В лесах наблюдалось увеличение роли ели. Запасы биомассы лесного разнотравья уменьшились. Распространение лесов к югу сопровождалось передвижением племен городецкой культуры (7-5 вв. до н.э.) из бассейна Оки и Верхней Волги в бассейн Среднего Дона. Причем под валами городищ этой культуры погребены черноземы еще слабо деградированные под лесом. На реках лесостепной и степной зон регулярными стали паводки; шло интенсивное накопление пойменного аллювия. В связи с усилением паводкового режима рек, на территории Верхнего Подонья и в Курском Посеймье происходило сокращение количества пойменных поселений племен раннего железного века. В 5 веке до н.э. Геродот характеризовал страну скифов как хорошо орошаемую дождями и богатую

травами равнину (Бессуднов, Бирюко, Козмирчук 1992). Однако во 2 половине I тысячелетия до н.э. ситуация изменилась. На Верхнем Дону (и, прежде всего, в бассейне р. Воронеж) в первых вв. до н.э. возникает большое число пойменных поселений. Функционирование пойм в режиме редкого затопления (и возможность формирования здесь поселений) было связано с наступлением в 4-3 вв. до н.э. более засушливых климатических условий. Результаты палинологического исследования торфяников свидетельствуют о том, что примерно в это же время на территории Центральной лесостепи произошло значительное сокращение площадей лесов и началось остепнение долинно-речных ландшафтов. Открытые местообитания заселялись полянками, луговым разнотравьем, злаками. Именно в это время вглубь лесостепной зоны проникают кочевые племена сарматов. Под курганами сарматов обнаружены серые лесные почвы с признаками проградации в результате начавшегося процесса остепнения. Пик засушливости климата пришелся на первый век н.э., когда в бассейнах Днепра и Дона происходило массовое возникновение пойменных поселений зарубинецкой культуры (Обломский, 1992). Указанная аридизация закончилась в четвертом веке н.э., после чего наблюдалось вторичное расширение площади дубрав и продвижение ареала ели в южные районы Среднерусской возвышенности. Этот вывод совпадает с мнением Л.Г. Динесмана (1968) о том, что надвигание лесов на степи особенно интенсивно происходило на протяжении последних 1500 лет - в условиях еще более существенного похолодания и увлажнения климата позднего голоцена. На территории Центральной лесостепи весьма слабо изученными в почвенном, ботаническом и биогеографическом отношениях остаются Малый климатический оптимум и Малый ледниковый периоды. Малый климатический оптимум хронологически соответствует 8-13 вв. н.э. Потепление климата этого хроноинтервала было характерно для большей части арктического, субарктического и умеренного поясов северного полушария. На 10-11 вв. н.э. приходится максимум потепления в Европе. Сельское хозяйство

древнерусских княжеств в это время страдало от частых засух. Паводки на реках Курской области снова стали возникать с меньшей периодичностью, на что косвенно указывает интенсивное заселение поймы р.Тускарь населением роменской и древнерусской культур в интервале времени 1100-700 л.н. Лесистость территории в Малый климатический оптимум уже была весьма высокой, о чем косвенно свидетельствует специфика хозяйственного уклада жизни населения салтовской, роменской и древнерусской культур: использование подсечной и переложной систем земледелия, широкое использование в быту древесины, высокий процент костных остатков лесных животных в остеологическом материале культурных слоев поселений (Михеев, 1985). Однако засухи могли являться причиной лесных пожаров, а также естественного осветления лесов, с увеличением доли трав под пологом лесов в почвообразовательном процессе (Александровский, Чендев, Трубицын, 2011). В первую треть 12 века н.э. усилилась внутрисезонная изменчивость климата, которая являлась предвестником Малого ледникового периода. Климат стал влажнее и холоднее. Похолодание с некоторыми флуктуациями продолжалось с 14 до середины 19 вв. Это похолодание выражалось в увеличении числа необычных природных явлений, усилении межсезонной изменчивости климата, возрастании длительности проявлений группировок особо опасных явлений погоды. По мнению ряда авторов, основной этап увеличения лесистости на территории Центральной лесостепи, пришелся именно на Малый ледниковый период (Александровский, Чендев, Трубицын, 2011). Почвы, обнаруженные под валами городищ этого периода существенно оподзолены, чем отличаются от проградированных почв времени Малого климатического оптимума. Естественная история растительного покрова на исследуемой территории заканчивается во второй половине 17 века, когда хозяйственная деятельность начала интенсивно изменять исходный природный облик ландшафтов.

ГЛАВА 2. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ГОЛОЦЕНА

Изучение голоцена традиционно неразрывно связано с палеоботаническими исследованиями, и в первую очередь с пыльцевым анализом.

2.1. Основные этапы и методы исследований ландшафтно-климатических изменений в голоцене.

Пионерские работы, посвященные истории развития растительности и климата на протяжении голоцена, были проведены на прибалтийском севере Западной Европы в конце XIX – начале XX вв. Первая климатостратиграфическая шкала для голоцена была разработана в процессе изучения торфяных болот. В 1876 г. А. Блитт (Норвегия) объяснил возникновение окисленных горизонтов торфа с пнями сосны этапами пересыхания торфяников, связанными с изменениями климата, и назвал период голоцена с более сухими и континентальными условиями бореальным, а период с более влажными океаническими условиями – атлантическим. В 1908 г. Р. Сернандер (Швеция) в дополнение к изменениям увлажнения в голоцене включил в рассмотрение колебания теплообеспеченности. Хронологическая основа для климатостратиграфической схемы голоцена впервые была создана Г. ДеГеером на основе варвометрических исследований озерных отложений в Швеции. Нижняя граница голоцена при этом датировалась приблизительно в 8700 л.н. (по времени распада Скандинавского ледника надвое).

В настоящее время эта граница проводится по началу резкого потепления ~10,3 тыс. ^{14}C л.н. В 1940–1950 гг. в основном благодаря

палинологическим исследованиям, проведенным Л. Фон Постом, Дж. Йессеном и Дж. Иверсеном, схема Блитта-Сернандера приобрела почти современный вид (табл. 2.1.).

Таблица 2.1.

Периодизация голоцена по климатическим условиям

Периоды	Возраст (^{14}C)	Климат	
		Влажность	Теплообеспеченность
Субатлантик	0-2500	влажно	прохладно
Суббореал	2500-5000	сухо	тепло
Атлантик	5000-8000	влажно	Наиболее тепло
Бореал	8000-10000	сухо	тепло

Первыми крупными региональными обобщениями, посвященными реконструкции истории лесов и изменений палеогеографических условий в голоцене по палинологическим данным, стали монографии Ф. Фирбаса по территории Средней Европы к северу от Альп и М.И. Нейштадта по лесной зоне СССР (Эволюция почв ..., 2015). В дальнейшем географический охват пыльцевого анализа отложений голоцена значительно расширился. Если ранее эти работы были сосредоточены в основном в умеренном лесном поясе Европы, то в 1960–1970-х гг. палинологическими исследованиями были охвачены южные районы Восточно-Европейской равнины, Сибирь, Северо-Восток и Дальний Восток СССР. Климатостратиграфическая схема подразделения голоцена Блитта-Сернандера получила дальнейшее развитие и уточнение в монографии Н.А. Хотинского «Голоцен Северной Евразии» (Хотинский, 1977). На основе палинологических данных Н.А. Хотинский провел анализ региональных особенностей изменений растительности и климата и, опираясь на радиоуглеродные датировки, осуществил трансконтинентальную корреляцию отложений голоцена и выявил основные

тенденции в изменениях природных условий на протяжении современного межледниковья.

Пыльцевой анализ завоевал ведущие позиции в исследованиях голоцена также на юге Европы, на Ближнем Востоке, США и Канаде, Индии, Китае и Японии. Наконец, были получены палинологические данные по отложениям, датированным радиоуглеродным методом, из Африки, Южной Америки, Австралии и других регионов Южного полушария. Расширение географии палинологических исследований при углублении методической базы позволяет пыльцевому анализу и в настоящее время оставаться одним из ведущих инструментов палеогеографических и палеоклиматических исследований голоцена.

Огромную роль в изучении голоцена сыграло широкое внедрение в практику радиоуглеродного метода датирования органических остатков. Радиоуглеродный метод позволил определять возраст основных климатических событий и рубежей голоцена и проводить пространственные реконструкции для определенных промежутков времени («хроносрезов») для обширных территорий, вплоть до глобального масштаба. Дальнейшее развитие радиоуглеродного датирования за последние десятилетия, и прежде всего использование ускорителя в комплексе с масс-спектрометром (так называемый AMS-метод), еще более расширило его возможности и позволило существенно уточнить хронологию событий голоцена. Этот метод может быть использован для таких отложений и регионов, где применение «традиционного» радиоуглеродного анализа было невозможно из-за низких содержаний органических веществ.

Помимо радиоуглеродного метода, при создании шкалы времени при палеогеографических реконструкциях голоцена применяется целый ряд методов датирования: подсчеты годовых слоев льда и озерных отложений (варвометрический метод), измерение накопления космогенных изотопов, тефрохронология, дендрохронология и лишенометрия, археологические и исторические материалы. Для корректного сопоставления результатов

датирования, полученных при помощи радиоуглеродного метода, и хронологий в календарных (астрономических) годах, построенных при помощи перечисленных выше методов, необходимо использование калиброванных радиоуглеродных датировок, т.е. введение поправок с учетом изменений содержания изотопа ^{14}C в атмосфере во времени (Александровский, 2005).

Современный этап исследований голоцена характеризуется дальнейшим возрастанием интереса к количественным реконструкциям климата, повышением их точности и разрешения по времени. При усовершенствовании методов реконструкций по палинологическим данным происходит также расширение набора индикаторов палеоклимата, развитие старых и создание новых методик палеоклиматических и палеоландшафтных реконструкций. На передний план выдвигаются комплексные исследования, которые включают в себя сравнительный анализ результатов реконструкций, полученных независимыми методами. В континентальных отложениях детальному изучению подвергаются вещественный и изотопный состав осадков, свойства палеопочв и следы изменений элементарных процессов почвообразования, свойства поверхности песчаных кварцевых зерен и др. Широкое применение находят разнообразные палеофаунистические данные: териологические, энтомологические (особенно по жесткокрылым), акарологические, малакологические и мн. др. При исследованиях морских и озерных отложений палеоклиматическую информацию позволяют извлечь изменения в составе различных групп водных организмов (диатомеи, фораминиферы, остракоды и др.), а также в изотопном составе панцирей фораминифер и в химическом и гранулометрическом составе вмещающих отложений.

Большое внимание исследователей голоцена привлекают также палеогеоморфологические и палеогляциологические индикаторы изменений климата, дающие информацию об изменениях теплообеспеченности и водного баланса на региональном уровне: колебания уровней бессточных

озер, изменения в морфологии меандрирующих речных русел, колебания горных ледников и т.п. Наконец, ценнейшими палеоклиматическими «архивами» являются льды горных и покровных ледников. Помимо возможности проведения разнообразных высокоточных анализов состава льда и включений во льду, ледяные керны позволяют получить наиболее надежную шкалу времени с высоким разрешением (для голоцена – годичным). В связи с этим результаты исследований ледяных кернов из Гренландии и Антарктиды широко используются в качестве основы при межрегиональной корреляции реконструкций, проведенных по другим палеоклиматическим индикаторам.

Собранный к настоящему времени колоссальный объем данных по голоцену продолжает возрастать. С самим этим обилием и многообразием данных связаны определенные сложности обобщения. Поэтому возникла необходимость соединенных усилий крупных международных коллективов, объединенных в рамках междисциплинарных проектов. Важнейшую роль в исследованиях изменений климата и ландшафтов в голоцене сыграли такие проекты, как COHMAP (COoperativeHoloceneMAPpingproject), CLIMANZ (palaeoCLimateMappingofAustraliaandNewZealand), проект PAGES (PastGlobalChanges) и организованные под его эгидой проекты палеогеографических исследований по трем трансектам «Полюс-Экватор-Полюс», проходящим через все материки (PEP I, II и III), HOLIVAR (HOloceneClimateVARiability) и др. Задачи этих проектов заключались в том, чтобы не только выявить пространственно-временные закономерности ландшафтно-климатических изменений на протяжении голоцена, но и исследовать их причины и механизмы.

Важную роль в решении этих проблем играет математическое моделирование общей циркуляции атмосферы и океана, которое позволяет оценить вклад различных климатообразующих факторов и их взаимодействия в развитие климата на протяжении голоцена (Кислов, 2001).

За последнее десятилетие сравнительный анализ разнообразных палеогеографических материалов для всего голоцена или для значительной его части на макрорегиональном и глобальном уровне был проведен в ряде публикаций (например: Кислов, 2001, Mayewski, 2004 и др.). При этом исследователи отдавали предпочтение наиболее длительным и непрерывным сериям данных с наиболее высоким разрешением по времени.

2.2. Археологические памятники как уникальные объекты изучения эволюции природной среды

Решение проблемы голоценовой истории развития биосферы и ее отдельных компонентов (климат, почвенно-растительный покров и др.) в последние десятилетия тесно связано с естественнонаучными исследованиями археологических памятников каменного, бронзового, раннежелезного веков и средневековья, возраст которых составляет от 10000-12000 до 600-700 лет. Комплексные работы специалистов в области естественных и исторических наук привели к формированию целой серии новых междисциплинарных научных направлений, в частности, геоархеологии, петроархеологии, зооархеологии, археофитоиндикации. К их числу относится и археологическое почвоведение (Демкин, 2003).

К изучаемым объектам археологического почвоведения прежде всего относятся памятники древней и средневековой истории общества, возникновение которых в той или иной степени связано с почвенно-грунтовым материалом. В частности, таковыми являются курганы, другие ритуальные, а также фортификационные, мелиоративные сооружения, культурные слои на местах обитания древнего человека. Подобного рода грунтовые археологические и исторические памятники представляют собой своего рода систему, включающую палеопочвы, перекрытые насыпной толщей антропогенного происхождения, а также довольно часто предметы

ритуально-погребальной обрядности и хозяйственной деятельности населения прошлых эпох. Поэтому основными объектами естественнонаучного исследования упомянутых памятников археологии являются погребенные почвы, подстилающая их грунтовая толща; дневные почвы, сформировавшиеся на курганных насыпях, культурных слоях, валах, в сопровождающих их ровиках и выемках; органические и минеральные вещества, связанные с погребальным обрядом и процессом жизнедеятельности; исходные и вторичные солевые, гипсовые, карбонатные новообразования; почвенно-грунтовая масса, используемая как строительный материал при сооружении курганов, жилищ, крепостных и засечных валов и т.п. При изучении перечисленных объектов в полном объеме используются морфологические, химико-аналитические, микробиологические, минералогические, биоморфные, изотопные и другие методы, применяемые в почвоведении.

Теоретической основой археологического почвоведения являются следующие положения:

1. В почвах находит отражение пространственно-временная изменчивость различных факторов окружающей среды (климат, растительность, рельеф, уровень Грунтовых вод, человеческая деятельность и др.), что выражается в определенной организации почвенного профиля в соответствии с существующей природной обстановкой.

2. Погребенные палеопочвы археологических памятников (курганы поселения, валы и др.) в течение тысячелетий сохраняют признаки и свойства по которым их можно диагностировать на таксономических уровнях типа подтипа, рода, вида.

3. Памятники древней и средневековой истории общества одновременно являются и памятниками природы, сохранившими информацию о состоянии и пространственно-временной изменчивости почв и ландшафтов в прошлые эпохи.

4. Комплексные почвенно-археологические исследования дают возможность уточнить и дополнить существующие представления о материальной и духовной культуре древних племен.

В рамках этого научного направления решается довольно широкий круг проблем, в частности, эволюция почв и почвенного покрова; региональные и фациальные закономерности процесса почвообразования в связи с пространственно-временной изменчивостью факторов внешней среды; вековая динамика почвенных свойств и процессов; реконструкция природных условий на протяжении каменного, бронзового, раннежелезного веков и средневековья; влияние почв и природных условий на хозяйственную деятельность, расселение и миграции древнего и средневекового населения; историко-социологические реконструкции с использованием данных и методов почвоведения и смежных наук.

В связи со сложностью объекта исследований встает вопрос о степени репрезентативности археологических памятников как объектов и источников информации для познания закономерностей пространственно-временной изменчивости природной среды в целом, почв и почвенного покрова в частности. Целесообразно рассматривать в первую очередь хронологический аспект проблемы на примере степной полосы Евразии. Около 6000 лет назад у степных племен эпохи энеолита появился новый тип погребального обряда: над могильной ямой и окружающей ее поверхностью стал насыпаться холм из почвенно-грунтового материала. В отечественную научную литературу археологические памятники подобного рода вошли под названием «курганы». Нередко их именуют степными пирамидами. Однако следует сказать, что известные всем египетские циклопические сооружения появились почти на 1500 лет позже во время Древнего царства около 2650 г. до н.э. (пирамида фараона Джосера). Размеры степных пирамид вполне сравнимы с их египетскими сородичами. Первоначальная высота некоторых курганов (Чертомлык, Солоха и др. на юге Украины) превышала 20 м, диаметр достигал 300-350 м. Наиболее крупная пирамида Хеопса имела

высоту почти 147 м (сейчас 137 м), длину в основании - около 230 м. Традиция курганного погребального обряда сохранялась у степного населения бронзового (III—II тыс. до н.э.), раннежелезного (I тыс. до н.э. — IV в. н.э.) веков, раннего и развитого этапов средневековья (V — XIV вв. н.э.). Существующая хронология археологических культур в рамках упомянутых исторических эпох дает возможность определить время сооружения того или иного памятника с точностью от 200—300 до 50 лет. В пределах отдельного курганного могильника, куда, как правило, входят разновозрастные памятники, можно исследовать достаточно длительный (до 6000 лет) и дробный погребенный педохроноряд, включающий палеопочвы целой серии временных срезов, нередко до пяти-шести и более. Это обеспечивает получение детального экспериментального материала для реконструкции истории развития почв и природной среды.

Географический аспект проблемы следует рассматривать во вторую очередь. Известно, что древние поселения, стоянки, городища и т.п., как правило, были приурочены к водным источникам (поймы и террасы рек, побережья озер, лиманов и др.). Поэтому информация, получаемая при исследовании подобных объектов, территориально весьма ограничена. Совершенно другие возможности в пространственно-географическом аспекте обеспечивает изучение курганов, которые встречаются в пределах различных элементов рельефа (речные долины, водоразделы, равнинные участки, останцовые возвышенные поверхности). Таким образом, почвенно-грунтовые археологические памятники представляют собой уникальные объекты, своего рода архив истории природы, созданный руками древнего человека.

Таким образом, высокая степень репрезентативности объектов, широкие методические разработки и теоретическая база археологического почвоведения дают возможность решать следующие задачи:

- эволюция почв и почвенного покрова;

- географические закономерности процесса почвообразования в связи с пространственно-временной изменчивостью факторов внешней среды;
- вековая динамика почвенных свойств и процессов;
- реконструкция природных условий на протяжении каменного, бронзового, раннежелезного веков и средневековья;
- влияние почв и природных условий на хозяйственную деятельность, расселение и миграции древнего и средневекового населения;
- историко-социологические реконструкции с использованием данных и методов почвоведения и смежных наук.

Широкое распространение почвенно-археологических исследований в российской научной практике с 70-х годов XX века помогло успешно решать ряд задач изучения эволюции природной среды и их взаимосвязи с развитием человека и общества в целом. Однако археологическое почвоведение является молодым научным направлением, для дальнейшего развития которого необходимо решать следующие задачи:

- 1) совершенствование имеющейся методической базы полевого и лабораторного изучения памятников археологии как памятников природы;
- 2) пространственно-временная детализация и уточнение современных представлений об истории почвообразования, картографическое обобщение состояния почвенного покрова в различные археологические эпохи;
- 3) исследование микробного биоразнообразия палеопочв;
- 4) оценка этноархеологической роли почв и степени влияния человека на почвенный покров в древности и средневековье;
- 5) более широкое использование естественно-научных методов и подходов, направленных на решение историко-социологических вопросов, касающихся ритуально-мифологической практики, хозяйственной занятости, миграций древнего населения.

Попыткой решения второй из этих задач и является данная работа.

ГЛАВА 3. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЧВ НА УЧАСТКАХ ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

В данной главе приводится характеристика объектов исследования, которые изучались на протяжении последних 6 лет. Также описаны основные методы исследования.

3.1. Объекты исследования

Объектами нашего исследования являлись почвы лесных и степных участков, дневные и погребенные (рис.3.1.).

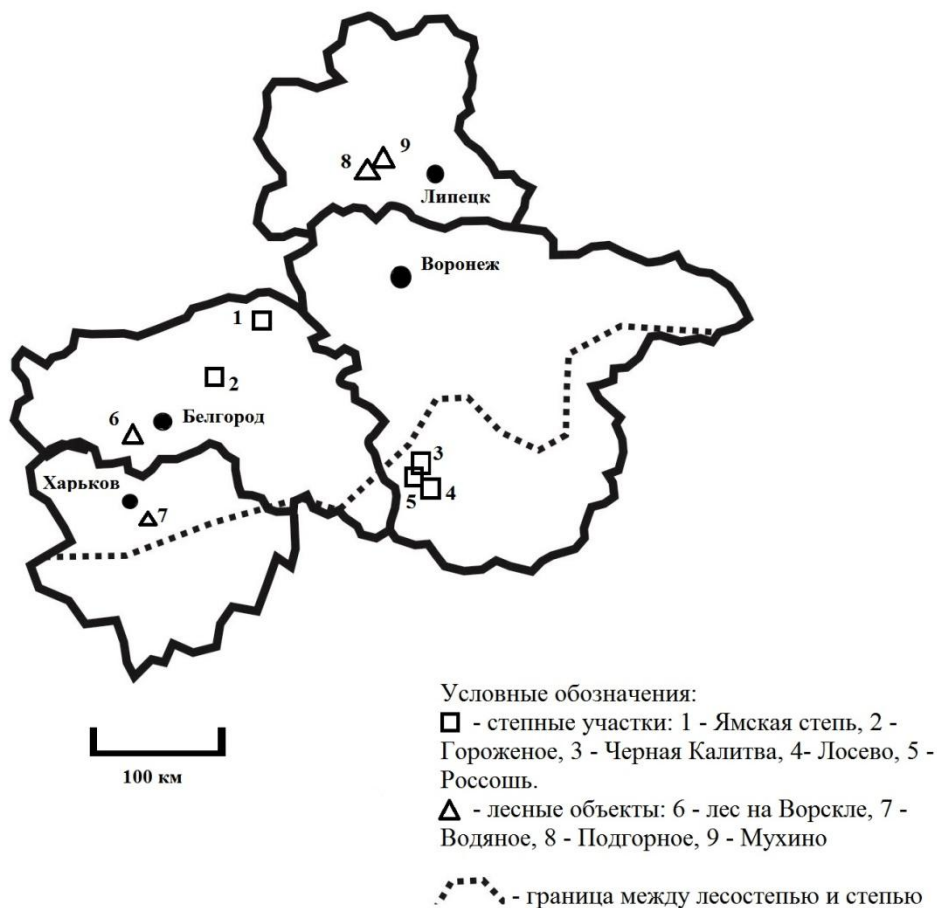


Рис. 3.1. Расположение ключевых участков исследования

Степные участки.

Ключевой участок Ямская степь представляет собой ежегодно-косимую целину. Рельеф участка типично эрозионный. Все его участки сильно изрезаны и дренируются глубокими балками с многочисленными разветвлениями. Разница высотных отметок дна балок и водораздела достигает 100 м. Абсолютная отметка Ямского участка - 190-230 метров над уровнем моря. Склоны балок круты и покрыты дерниной, поэтому современная эрозия на заповедных участках слабая. Самые распространенные элементы микрорельефа - степные блюдца и бугорки. Формирование бугоркового рельефа продолжается и в настоящее время в результате роющей деятельности животных (слепышей, сусликов, полевок).

Исследуемый участок находится на водоразделе рек Оскола и Северского Донца. Грунтовые воды залегают на участке глубоко (более 7 м). Лишь в глубоких ложбинах стока, в днищах, они залегают на глубине 3-5 м. Распределение поверхностных вод в степи зависит от микрорельефа. Повышенные участки теряют некоторую часть осадков из-за поверхностного стока. Запасы влаги в почвенных грунтах пополняются за счет атмосферных осадков, главным образом, через блюдца и западины.

Почвы участка «Ямская степь» представляют особую ценность, так как по запасам питательных веществ ямские черноземы не имеют себе равных в Европе. Ямская степь - это эталон лугово-степных экосистем Евразии, единственный в мире крупный плакорный массив типичной зональной целинной ковыльно-разнотравно-луговой степи на мощных типичных черноземах, образец луговой степи переходного типа - от южного варианта северных разнотравных к более южным ковыльным степям. На данном участке известно произрастание более 640 видов сосудистых растений.

Почвы на данном участке изучались в археологическом разрезе кургана, находящегося на водоразделе. В 20 м от кургана был заложен фоновый разрез. Так же почвы изучались в бутане сурка на нижней части склона верховой балки (рис. 3.2).

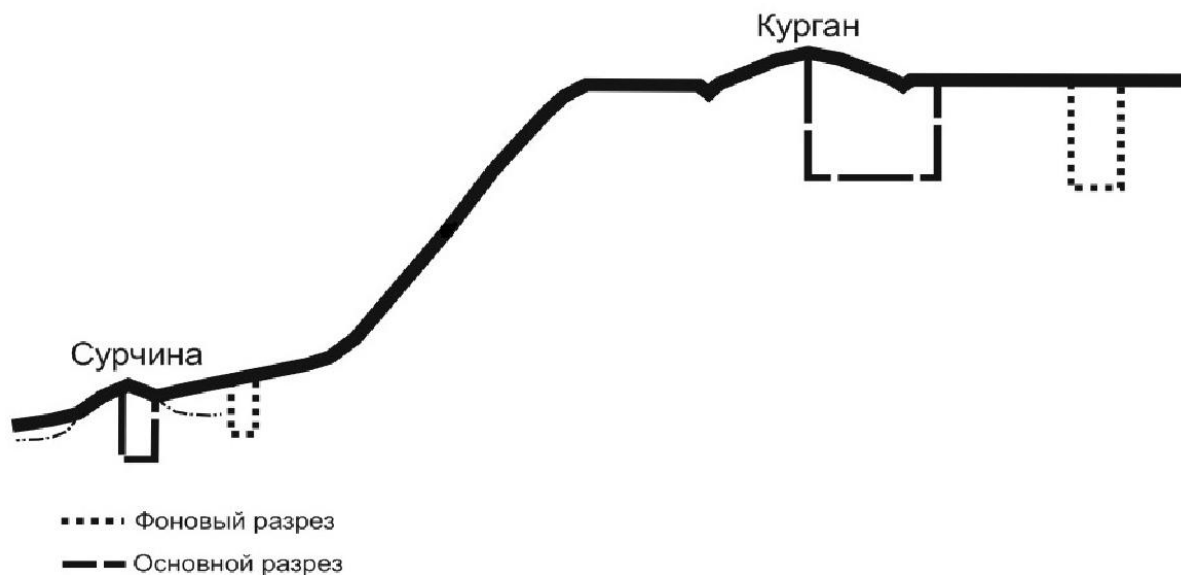


Рис. 3.2. Схема расположения объектов исследования на участке Ямская степь.

Рядом с курганом растительность разнотравно-злаковая. На момент наблюдения растительность была скошена. Разнотравье представлено следующими видами растений: шалфей поникающий, тысячелистник, адонис весенний, ирис безлистный, карагана кустарниковая, подмаренник, василек, василистник, эспарцет, люцерна, астрагал. Злаки: овсяница, пырей, тимофеевка, ковыль перистый, ковыль-волосатик.

Сурчина восточной экспозиции (западный склон) в 30 м к западу от тальвега балки, была приурочена к основанию балочного склона, представлявшему собой трансаккумулятивный ландшафт.

Растительность разнотравно-злаковая. Проективное покрытие травами – 90 %. Злаки: овсяница, пырей, ковыль-волосатик, тимофеевка, костер. Разнотравье: шалфей, тысячелистник, бобовые.

Время создания кургана датировано 4600 л.н. Датировка производилась по археологическим находкам и радиоуглероду. Выбросы сурка датированы 1800-2000 л.н. по радиоуглероду.

Участок Черная Калитва расположен в Россошанском районе Воронежской области. Изучались почвы кургана и фоновая почва рядом с курганом. Местоположение кургана – вершина платообразного останцового повышения. Курганная группа на останцовом повышении состоит из 4 курганов, 3 из которых раскопаны в разные годы (2009-2014 гг.) археологической экспедицией под руководством В.Д. Березуцкого.

Курган, на котором изучались почвы насыпи и погребенная под насыпью почва, был раскопан в 2014 году. Диаметр кургана 15 метров, высота 0,7 метров. Изучена западная привершинная часть бровки кургана, ориентированной с запада на восток.

Почва насыпи – чернозем солонцеватый маломощный среднесуглинистый на среднесуглинистой курганной насыпи.

Погребенная почва – солонец черноземный легкосуглинистый на ожелезненном песчанике. Датированна 3600 л.н. по керамике археологическим методом.

Фоновая почва изучена в разрезе на расстоянии 27 метров от места изучения курганных почв и в 12 метрах от основания кургана, за пределами кольцевого ровика.

Растительность полынно-типчаковая, проективное покрытие 70 %. В состав растительности входит: типчак, полынь австрийская, овсец, подмаренник, сурепка, ковыль тырса, синеголовник. На поверхности почвы местами произрастает зеленый мох.

Фоновая почва – солонец черноземный легкосуглинистый на ожелезненном песчанике.

Ключевой участок «Лосево» расположена в Воронежской области, Павловском районе, в 4 км к югу от села Лосево, в 600 метрах к юго-востоку от хутора Крицкий. В природно-климатическом отношении – граница между

лесостепью и степью. Бассейн нижнего течения реки Битюг, в 5 км восточнее места ее впадения в реки Дон. Левобережная часть долины Дона и Битюга.

Вторая надпойменная терраса р. Битюг. Абсолютно ровная поверхность. Превышение поверхности водораздела над урезом воды р. Битюг – 10 м, а над поверхностью поймы – 6 м. Грунтовые воды залегают на глубине более 5 м.

Почвообразующие породы представляют собой палевые карбонатные лессовидные суглинки.

Могильник состоит из двух видимых курганов. Насыпи датированны 4150 ± 60 л.н. радиоуглеродным методом по кости в основании захоронения. Раскопки проводились в школьной археологической экспедиции Павловского района «Возвращение к истокам» под руководством В.Д. Березуцкого. Современная высота кургана составляет 80 см., диаметра около 30 метров. Первоначальная высота кургана была не менее 1,5 метров, однако она изменилась в связи с хозяйственным освоением территории (распашкой). Вокруг кургана хорошо заметно кольцеобразное углубление шириной 15-20 метров и глубиной около 20 см – в месте выборки грунта для создания насыпи. На поле, где был исследован курган, за один день до раскопок был убран урожай пшеницы. В период исследования кургана и сопряженных с ним почв поверхность почвы была покрыта послеуборочной стерней пшеницы. Разрезы фоновых почв были заложены в некотором удалении от основания кургана: к востоку и северо-востоку от него. Почва курганной насыпи и погребенная под ней почва изучены при зачистке и углублении второй бровки кургана, к востоку от центральной бровки, на ее восточной стенке. В месте исследования мощность перекрывающей погребенную почву насыпи составляет 80 см., что на 10 см меньше, чем в центральной бровке, в которой погребенная почва читалась фрагментарно из-за наличия в бровке засыпок грунта в могильные ямы основного и впускного погребений. В результате распашки мощность курганной насыпи существенно (предположительно в 2 раза) снизилась, что повлекло за собой уничтожение

новообразованной почвы. В насыпном субстрате идентифицирован глыбисто-комковатый, с фрагментарной зернистостью, горизонт Апах, мощностью 30 см, и залегающий глубже перемешанный материал гумусового горизонта древней почвы, извлеченной из кольцевой выемки вокруг кургана во время его сооружения.

Почва насыпи имеет слабое вскипание в горизонте Апах, глубже вскипание незначительно усиливается, а в слое 50-80 см. становится фрагментарным. В теле насыпи идентифицированы обломки мела размером от 0,5 до 3 см. Их генезис в теле насыпи обусловлен привносом мела на поля из навозных лагун, выбоины днищ в которых, со слов руководителя с/х предприятия, на полях которого производились раскопки кургана, заполняют обломками мела, выбираемого из мелового обнажения в Псковском районе Воронежской области. Указанные обломки мела, попав с навозными удобрениями на поле и, в частности, на поверхности кургана, затем заносятся в более глубокие слои насыпи кургана в результате роющей деятельности слепышей.

Погребенная почва идентифицирована по потемнению и выдержанной по простиранию бровки кургана, относительно ровной, границе на контакте с насыпью. В профиле погребенной почвы повсеместное вскипание слабой интенсивности начинается с глубины 28-30 см. Выше вскипание фрагментарное, слабое – по трещинной сети, где местами концентрируется тонкий белесый мицелий диагностических карбонатов, проникающих из насыпи. С глубиной вскипание усиливается, и становится средней интенсивности с глубины 56 см. В более глубоко лежащих слоях интенсивность вскипания слабо изменяется. Погребенная почва – чернозем типичный, маломощный, высококовскипающий, среднесуглинистый на среднем карбонатном лессовидном суглинке.

Фоновая почва идентифицирована как чернозем обыкновенный среднемощный, близкий к маломощному, среднесуглинистый на карбонатном лессовидном суглинке.

Следующий ключевой участок сопряжен с курганом бронзового века на участке Россошанский. Раскопки кургана проводились в июне 2016 года на северной окраине г. Россошь Воронежской области археологической экспедицией Воронежского государственного педагогического университета «Возвращение к истокам». Руководитель раскопок – В.Д. Березуцкий.

В геоморфологическом отношении изучаемая территория представляет собой плакор к западу от долины реки Сухая Россошь – левого притока реки Черная Калитва. На плакоре распространен плащ карбонатных лессовидных суглинков, являющихся почвообразующими породами. В природно-климатическом отношении – это северная часть степной зоны в непосредственной близости от границы с лесостепью. Поверхность кургана и прилегающая к нему территория с севера и запада ранее 2006 года подвергались распашке. На протяжении последних 10 лет изучаемый участок являлся косимой залежью, задернованной дикорастущими травами. К юго-востоку от кургана нами был обнаружен участок сенокоса, который, судя по признакам сформированной здесь почвы, никогда не подвергался распашке, либо распашка имела место в прошлом, но была кратковременной и не оставила следов в почвенном профиле в виде старопахотного горизонта. Именно на данном участке была изучена фоновая почва.

Фоновый разрез заложен на абсолютно ровном водоразделе – в 17 метрах к западу от основания кургана. На участке произрастает луговое разнотравье. Злаки представлены овсяницей европейской, мятликом луговым, пыреем, ежой сборной, куртинами ковыля перистого. В составе разнотравья были встречены эспарцет, сурепка желтая, подмаренник европейский, тысячелистник, репешок, молочай, качим (перекати поле), полынь обыкновенная и австрийская, шалфей. Соотношение злаков к разнотравью – 1:1. Поверхность почвы имеет 100 %-ное проективное покрытие травами.

Почва, погребенная под первичной насыпью кургана, была изучена под плотным буровато-палевым выбросом почвенного материала из

кольцевого ровика в северном секторе первичной насыпи кургана. Поверхность почвы не была нарушена в ходе сооружения кургана, о чем свидетельствует ее ровный контакт с курганной насыпью; она характеризуется хорошей сохранностью исходных морфологических свойств, на что указывает отсутствие вскипания в верхней части профиля палеопочвы. Таким образом, глубина вскипания и карбонатный профиль отражают исходную картину залегания и распределения карбонатов, не измененную в процессе диагенеза почвы под курганной насыпью, что иногда происходит, особенно в результате рыхлящей и перемешивающей деятельности землероев.

Погребенная почва основного захоронения идентифицирована как чернозем высокоовскипающий обыкновенный, близкий к южному, среднесуглинистый, на тяжелом карбонатном лессовидном суглинке. Датирована 4010 ± 60 л.н. Погребенная почва под вторичной насыпью – чернозем южный, маломощный, высокоовскипающий, среднесуглинистый, на тяжелом лессовидном суглинке. Датирована 3970 ± 90 л.н. Фоновая почва – чернозем залежный, обыкновенный, переходный к типичному, маломощный, средне и тяжелосуглинистый на тяжелом карбонатном лессовидном суглинке.

Ключевой участок «Гороженое» расположен в Белгородской области, Корочанском район, представляет собой курганную группу.

Раскопки проводились в зоне реконструкции автомобильной дороги «Белгород-Павловск». Основное погребение датированно 17-15 вв до н.э. Курган находится рядом с автотрассой, его центральная часть удалена от обочины дороги на расстояние 35-40 м.

Высота кургана – 0,75 м., диаметр – около 25 м. Поверхность кургана и окружающая его территория распахивается. Пашня занята озимой пшеницей. В период исследования высота пшеницы составляет 30-40 см. Фоновые почвы изучены в двух разрезах, заложенных на расстоянии 12 метров друг от друга и в 20 метрах от основания кургана к югу от него.

В геоморфологическом отношении территория представляет собой абсолютно ровный плакор.

На исследованном участке погребенная почва представляет собой чернозем типичный карбонатный маломощный остаточного глубокоосолонцованный. Фоновая – пахотный чернозем выщелоченный среднемощный тяжелосуглинистый на карбонатных покровных тяжелых суглинках. Археологический памятник датирован 3300 ± 60 л.н.

Лесные участки

Участок исследований на городище Водяное расположен в Харьковской области, Змиевском районе. Городище расположено на юге лесостепной зоны, в 25-30 км от границы леса и степи. Отличительной чертой этой местности как лесостепного ландшафта до ее хозяйственного освоения было мозаичное расположение широколиственных лесов и степных участков (Чендев, 2008). Степные участки были распаханы, а лес остался нетронутым, что и объясняет хорошую сохранность археологических памятников, приуроченных к лесным участкам, одним из которых и является городище Водяное.

Городище расположено на правом берегу реки Уды на месте контакта долинно-речного и междуречного ландшафтов. Поверхность городища покрыта липово-дубовым лесом с примесью осины и клена. На территории городища почвообразующими породами служат легкие лессовидные суглинки малой мощности, которые на глубине 1-1,5 метра сменяются супесями и песками древнеаллювиального генезиса. Городище ограничено с одной стороны крутым берегом реки, с другой оврагом, выходящим к реке. Городище имеет два оборонительных вала разного времени создания: скифского времени - 2450 л.н., и славянского времени – 1150 л.н. Схема расположения городища представлена на рис. 3.3

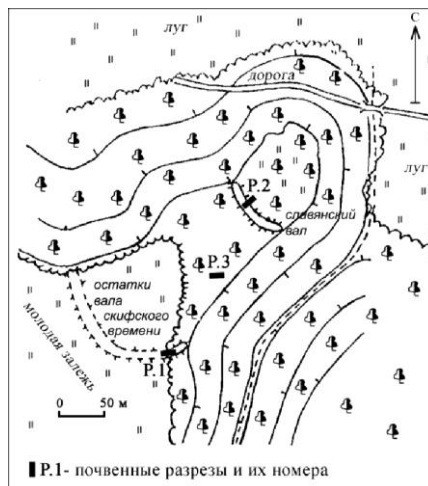


Рис. 3.3. Схема расположения разрезов на городище Водное

Участок Лес на Ворскле расположен в Борисовском районе Белгородской области. Объектами исследования на данном участке являлись почвы, погребенные под выбросами из норы барсука; они были изучены на территории участка «Лес на Ворскле» заповедника «Белогорье». На рассматриваемом участке также были изучены почвы оборонительных валов скифского городища, расположенного на территории заповедника (рис. 3.4).

Территория Борисовского района отличается большим разнообразием природных условий, что позволяет формировать здесь разветвленную сеть дополняющих друг друга охраняемых природных территорий и объектов. Без сомнения, большую общероссийскую известность району обеспечивает некогда заповедник, а теперь заповедный участок «Лес на Ворскле».

Участок "Лес на Ворскле" площадью 1038 га входил в состав Белгородской оборонительной черты середины XVII в., а стал охраняться, как эталон среднерусской дубравы, с 1922 г. на месте заказной рощи графского имени потомков генерал-фельдмаршала Б.П. Шереметева - сподвижника Петра I, владевшего Борисовкой с 1705 г (Динесман, 1968).

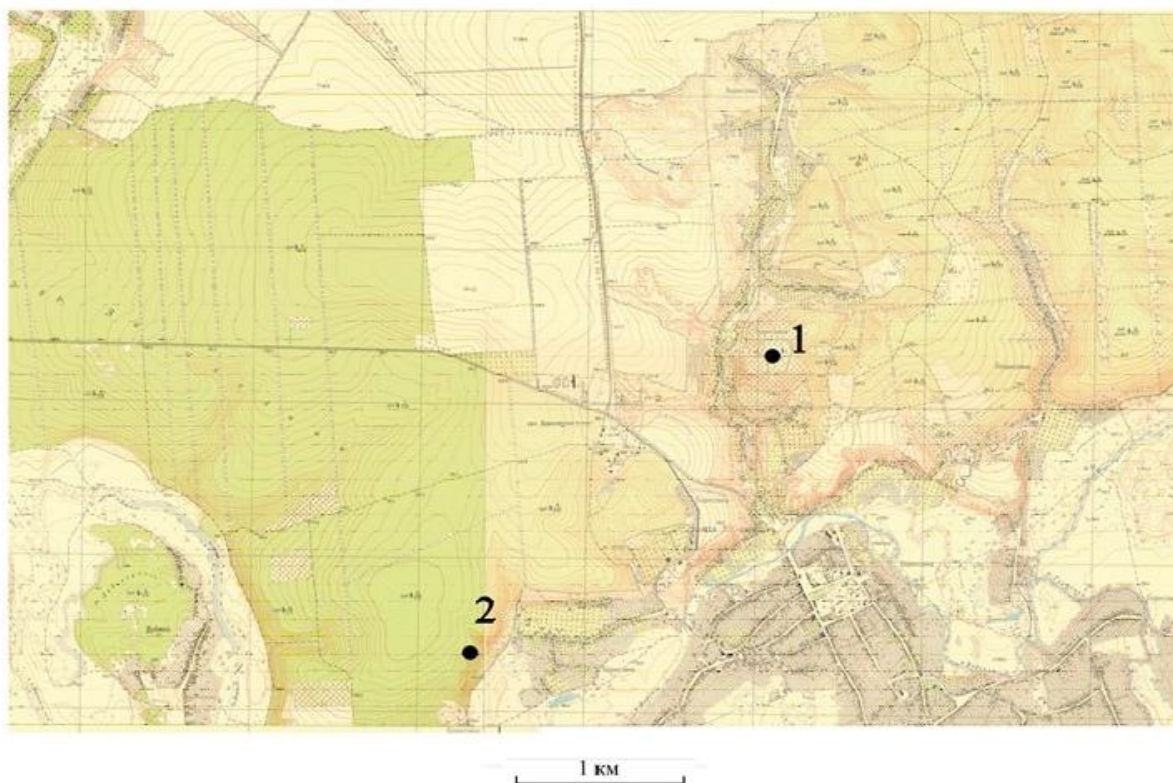


Рис. 3.4. Расположение объектов исследования на территории ключевого участка Лес на Ворскле: 1– скифское городище; 2 – бутана барсука

Ядро охраняемой территории, являющейся частью государственного заповедника «Белогорье», - типичная нагорная дубрава, расположенная на правом, крутом берегу Ворсклы: превышение высот над уровнем речной поймы здесь достигает 80 м. В дубраве и прилегающей пойме р. Ворсклы произрастает до 550 видов древесных, кустарниковых и травянистых растений 83 семейств. Золотой фонд заповедника составляют участки уникальной 250-300-летней дубравы с высотой деревьев до 30-35 м. Фоновые почвы центрального водораздела и склонов - темно-серые лесные. В кустарниковом ярусе представлены бересклет, крушина, боярышник и др. Из травянистых растений характерны: сныть обыкновенная, осока волосистая, копытень европейский. В заповеднике и примыкающем к нему парке «Хотмыжский» встречаются виды федерального списка Красной книги (ятрышник болотный, калдезия белозеролистная). Заповедный участок дает приют 50 видам млекопитающих (типичны косуля и кабан, встречается лось),

150 видам птиц, нескольким тысячам видов насекомых. Несколько видов насекомых (дозорщик-император, пахучий отшельник, пчела-плотник, мнемозина) внесено в Красную книгу России.

Интересен также дендропарк, созданный в 1936 г. по инициативе известного ботаника, лесоведа и географа, академика В.Н. Сукачева. В нем на небольшой площади представлено 200 видов растений из Европы, Азии, Африки и Америки (лиственница сибирская, бархат амурский, тутовое и укусное дерево, амурский виноград, другие экзоты).

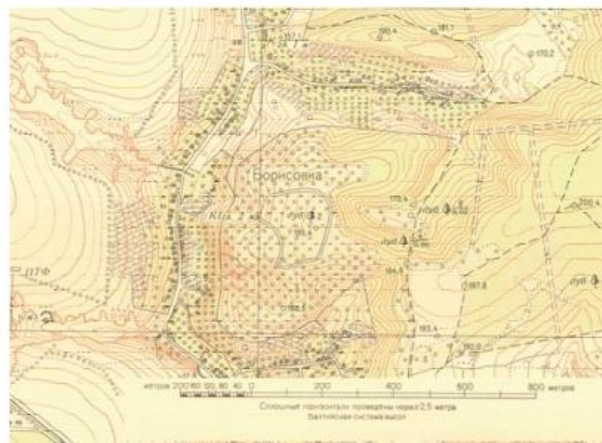
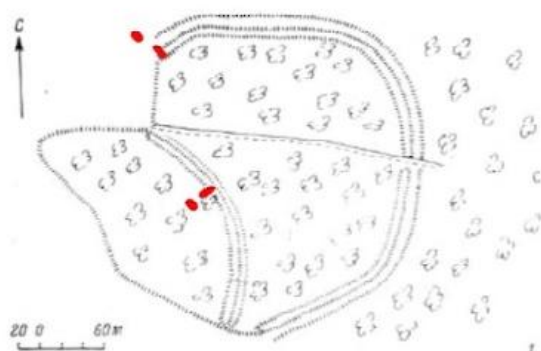
Скифское городище (урочище Мелкий лес) расположено в правобережье Ворсклы, на высокой поверхности, занятой широколиственным лесом. Городище окружено тремя валами, полукольцом охватывающими большую площадь водораздела (Колода, 2014). Оно было обнаружено и частично исследовано археологом И.И. Ляпушкиным. Лес молодой, на месте недавней вырубki, следов распашки не обнаружено.

На городище нами были исследованы почвы внутреннего и внешнего валов (рис. 3.5). Разрез внешнего вала располагается на участке, сложенном песками и супесями. Погребенная почва сохранилась плохо, т.к. почвы сложены из легких пород и последующее почвообразование переработало значительную толщу погребенной почвы.

Почва под внутренним валом сохранилась значительно лучше. Это чернозем, сформировавшийся на лессовидных суглинках и погребенный под суглинистой насыпью 1,3 м. Почва датирована по углю - 2450 ± 40 л.н., Кi-18174.

Бутана барсука расположена в южной части заповедного участка «Лес на Ворскле», имеет длину более 20 м, высоту более 1,5 м. Она находится в верхней части склона (южной экспозиции) коренного берега Ворсклы, на перегибе склона. Разрез расположен в ее восточной части. Бутаны, представляющие собой холмики, состоящие из выбросов из нор барсуков и других роющих животных, содержат погребенные почвы и другие объекты, позволяющие реконструировать изменения природной среды (Динесман.

1968). В исследованной бутане выделяются более пяти отдельных входов с относительно свежим выброшенным материалом, состоящим из светлой супеси. В районе бутаны поверхностные отложения представлены плотными бурыми суглинками и глинами. Подстилаются они светлыми олигоценowymi супесями.



● - места изучения почв

Рис. 3.5. Схема расположения разрезов на скифском городище

В исследованном разрезе выделяются следующие элементы стратиграфии: нижняя раздвоенная почва, которая ближе к центру бутаны разделяется на почвы IV и III, поверхность каждой из них (глубина 100 и 120 см), маркируется прослойками древесного угля; нижний выброс, разделяющий эти две почвы; основной выброс, состоящий из материала светлой олигоценовой супеси (глубина 70-100 см); средняя почва (II) с мощным гумусовым горизонтом, залегающим на глубине 40-65 см, длительность формирования которой более 1500 лет; верхний выброс; верхняя почва, имеет относительно слаборазвитый профиль, ее возраст не превышает 200 лет. Свойства изучены для почв IV и III. Погребенная почва датирована по углю - 1470 ± 80 л.н., Ki-18194.

Ключевой участок «Мухино» представляет собой городище Среднедонецкой скифской культуры. Расположение: Липецкая область, Задонецкий район, окрестности поселка Мухино.

Городище расположено в верховье балки, которая раздваивается. Городище находится на платообразном выступе между двумя отвершками балки, которая протягивается в южном направлении и выходит в долину реки Снова (рис. 3.6.). Поверхность городища покрыта разнотравно-злаковой растительностью с одиночными экземплярами кустарниковой растительности и молодых деревьев дикой груши и яблони. Склоны и днище балки покрыто тополево-ивовым естественным лесом. Тополь обыкновенный, ива ломкая (ракита), дикая яблоня, дикая груша. Был зачищен археологический раскоп на западной стенке траншеи под центральной частью вала. Вал расплылся и имеет ширину около 10 м. Высота вала около 70 см.

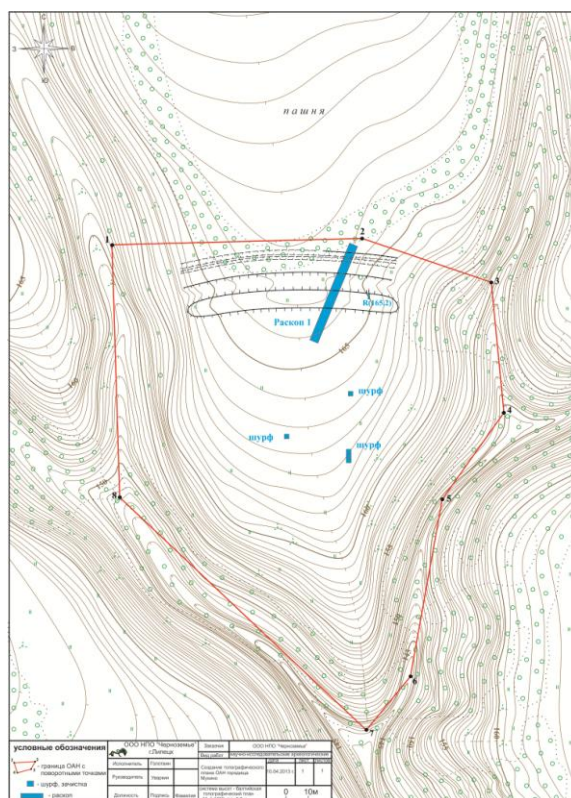


Рис. 3.6. План городища Мухино.

Погребенная почва имеет слабое фрагментарное вскипание вдоль трещинной сети, заполненной белесыми корочками карбонатов, начинающихся с глубины 44 см. Сплошное вскипание слабой интенсивности начинается с глубины 104(115) см. К низу интенсивность вскипания усиливается и становится средним на глубине 145 см. Погребенная почва – темно-серая лесная, окарбоначивающаяся. Фоновая почва – серая лесная среднесуглинистая, одерновывающаяся. Памятник датирован 2170 ± 90 л.н. по радиоуглероду.

Ключевой участок «Подгорное». В геологическом отношении территория городища «Подгорное» представляет собой водораздел, контактирующий с крутобережными частями речных и с глубокими балочными системами (рис. 3.7.), почвообразующими породами в большинстве случаев являются маломощные лессовидные суглинки (1-1,5 метра), которые залегают на древнеаллювиальных песках раннечетвертичного возраста – неогена.

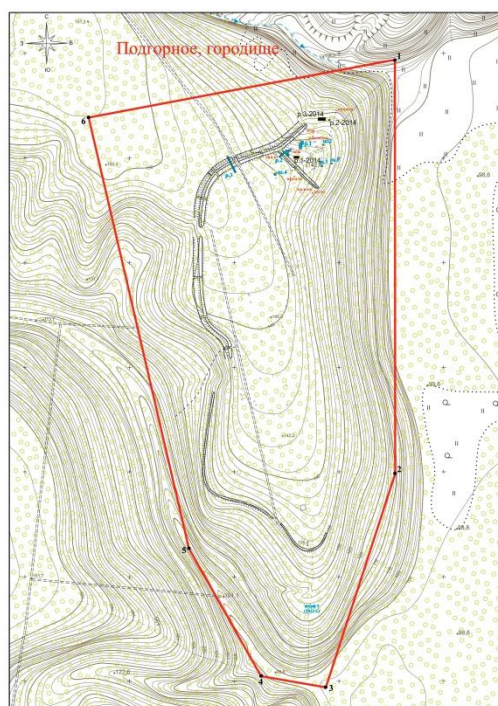


Рис. 3.7. План городища Подгорное.

В рельефе городище занимают мысовые выступы рельефа, бортами которых служат крутые склоны речных долин и примыкающие к ним склоны балок. Высота поверхности городища над местными базисами эрозии (поверхностью речных пойм или днищ балок) равна 50 м.

Современные почвы на городище «Подгорное» представлены типом серых лесных почв. Фоновым компонентом почвенного покрова также начинает выступать подтип серых лесных почв. На поверхности изученного городища в настоящее время произрастают дубово-широколиственные леса – типичные зональные представители лесных ландшафтов лесостепи центра Восточной Европы. Здесь изучены три почвы: внутренний древний вал городища, возрастом 2030 ± 60 л.н. (почва – темно-серая лесная неполноразвитая по чернозему на маломощном лессовидном суглинке, подстилаемом древнеаллювиальными слоистыми песками, супесями, опесчаненными суглинками), и более молодого аналога на внешнем валу, построенном в более поздний период, возрастом 1150 ± 110 л.н. (почва – чернозем выщелоченный маломощный, среднесуглинистый, окарбонатающийся, по чернозему оподзоленному на маломощном карбонатном лессовидном суглинке, подстилаемом древнеаллювиальными песками). Фоновая почва представлена темно-серой лесной со вторым гумусовым горизонтом, среднесуглинистой, на маломощном лессовидном карбонатном суглинке, подстилаемой древнеаллювиальными пестроцветными песками.

Основными методами лабораторного исследования свойств почв были:

- 1) Определение гранулометрического состава почв методом пипетки (вариант Н.А. Качинского с подготовкой почвы к анализу пирофосфатным методом по С.И. Долгову и А.И. Личмановой);
- 2) Определение общего содержания гумуса в почве методом И.В. Тюрина в модификации В.Н. Симакова.

ГЛАВА 4. ТЕНДЕНЦИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ ГОЛОЦЕНА НА ЮГЕ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

При анализе распределения гранулометрических фракций в почвах хронологических на степных участках исследования нами были выявлены следующие закономерности:

При анализе гранулометрического состава объекта Ямская степь выявлены следующие особенности распределения изучаемых фракций с глубиной (рис. 4.1).

В почвах бутаны сурка наблюдается намывание илистых частиц более легкого состава из насыпи. Это можно объяснить склоновыми процессами. Т.к. бутана расположена на нижнем участке склона, то вероятным представляется скопление здесь более легкого осадочного материала. В целом почва за время 1800-2000 лет существенно не изменилась. В почве изученной на участке Ямская степь кургана в нижних горизонтах фоновой почвы можно наблюдать резкое уменьшение количества частиц тонких гранулометрических фракций по сравнению с их распределением в погребенной почве.

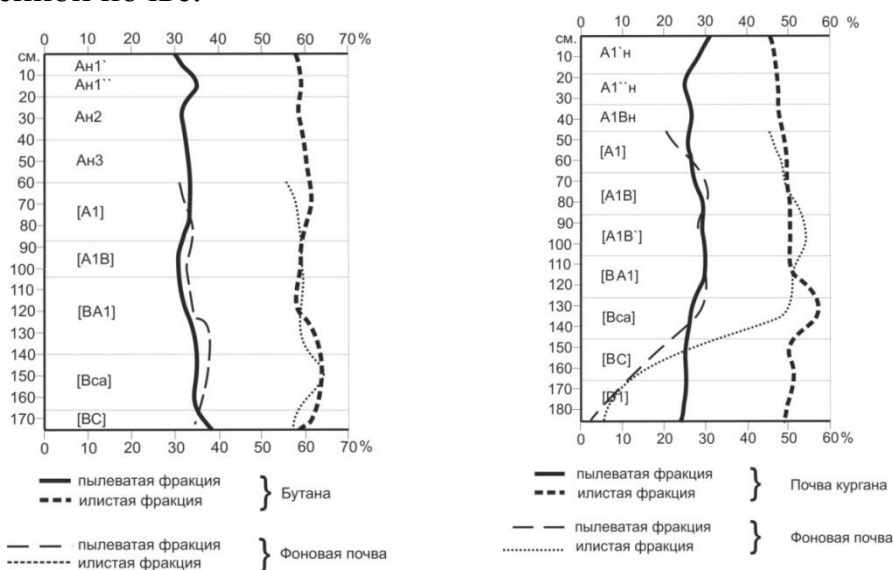


Рис. 4.1. Гранулометрический состав почв объекта Ямская степь

Это, вероятно, связано с пространственным варьированием гранулометрического состава в материнской породе и подстилающей. По-видимому, в месте заложения фонового разреза пески подходят ближе к поверхности. В целом, за период эволюционного развития почв на данном участке также отмечается незначительное изменения содержания тонких гранулометрических фракций.

Аналогичная картина складывается на участке Черная Калитва (рис. 4.1), где за последние 3600 лет не наблюдается значительного изменения характера распределения тонких гранулометрических фракций по профилю почвы.

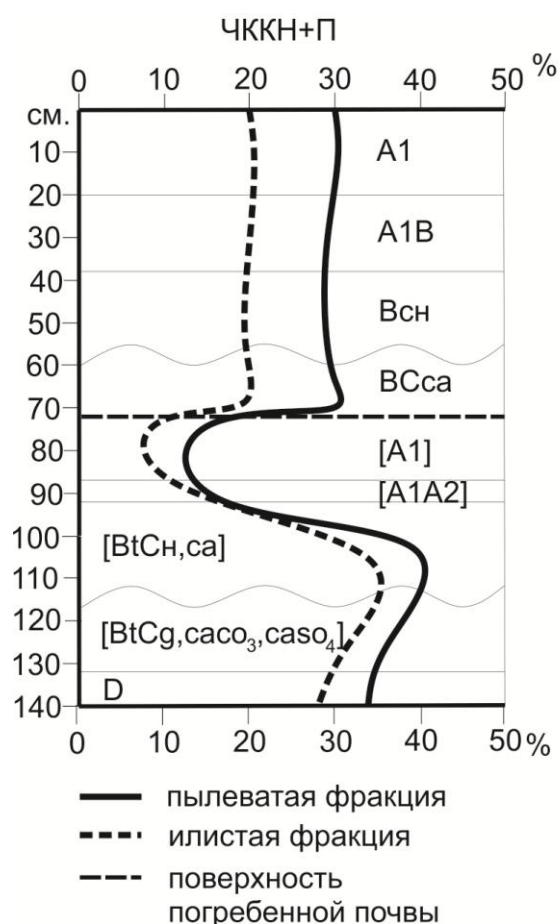


Рис. 4.2. Распределение тонких гранулометрических фракций в почве участка Черная Калитва

Для детализации данных о природной эволюции почв на степных участках нами был произведен расчёт коэффициента текстурной

дифференциации (КТД) почв как отношение содержания илистых частиц в иллювиальном горизонте В к содержанию частиц ила в гумусовом горизонте (Рис. 4.3.). Вместе с имеющимися объектами в схему, для сравнения внесены данные о КТД ранее изученных участках, опубликованные в работе Чендева Ю.Г. (2008) – Ключевые участки Белгородский и Прохоровский (на схеме – линия 1 и 5) представлены погребенными под курганами позднего бронзового века (3500 л.н.), почвами, на участках Прохоровский и Белгородский-4. Первый из них расположен в верхнем течении Северского Донца на водоразделе между истоком главной реки и ее притоком, на пахотном поле. Территория сложена маломощными карбонатными лессовидными суглинками, подстилаемыми неоген-четвертичными и более древними глинисто-суглинистыми породами со следами слабого засоления. Второй – на узком гребневидном плакоре, разделенном балками, так же на пашне. Подстилающие породы карбонатные лессовидные суглинки. Анализ КТД почв этих участков, а так же сравнение с КТД почв участка «Ямская степь» показывает, что на протяжении более чем 4000 лет на этих участках господствовала степь (Рис. 4.3.). Мало изменяющиеся КТД этих почв свидетельствуют о том, что на этих степных участках не происходило изменение режима увлажнения.

Некоторое снижение во времени значения КТД на участке Прохоровский, вероятно, обусловлено тем, что в подкурганном черноземе были выявлены признаки остаточной осолонцеватости, возникшие в засушливый период середины суббореального периода голоцена, т.е. текстурная дифференциация была вызвана солонцовым процессом. Аналогичный пример мы видим и в случае с ключевым участком Гороженое, КТД в погребенной почве которого было выше, чем в современной, однако, такое различие так же обусловлено наличием остаточной осолонцованности в профиле подкурганного чернозема.

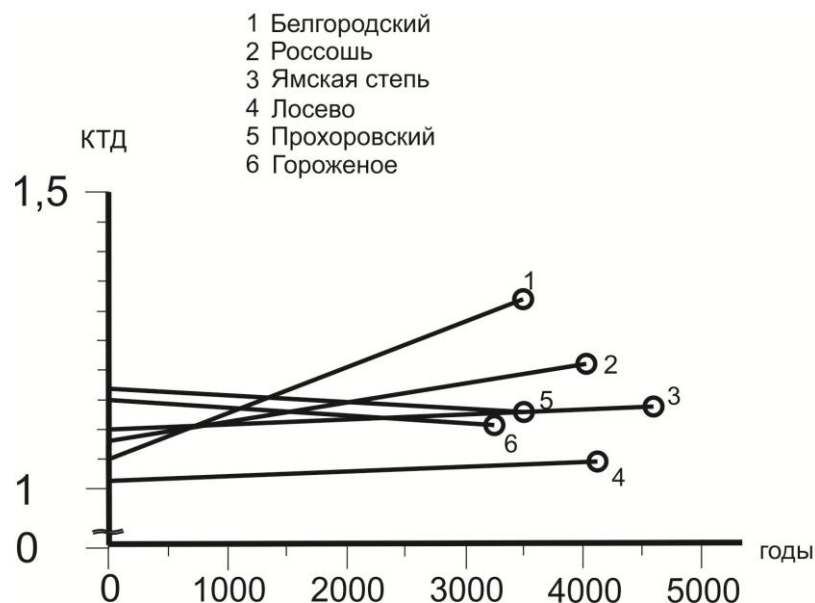


Рис. 4.3. Изменение во времени коэффициента текстурной дифференциации профилей лугово-степных черноземов на основе сравнения подкурганых и современных почв (нулевой отсчет времени взят с момента погребения почв под курганами).

Таким образом, при изучении погребенных (4630 л.н. и 4000 л.н.) и современных почв лесостепи Восточной Европы можно отметить, что на территории исследования палеопочв (городище «Сторожевое» - Полтавская область, заповедный участок «Ямская степь» - Белгородская область) на протяжении дальнейших периодов почвообразования господствует степь. Причем в прошлом климатические условия территорий характеризовались как более засушливые.

Лесные участки

Анализ гранулометрического состава почв исследуемого хроноряда на участке Водяное дал следующие результаты. Наименьшая дифференциация профиля по илу наблюдается в наиболее древней почве скифского времени (2450 л.н.) (табл 4.1).

Мощность элювиальной толщи составляет 35 см. Все это свидетельствует о том, что незадолго до создания оборонительного вала городища в скифскую эпоху на его территории начала формироваться почва

лесного типа. Увеличение степени дифференциации профиля наблюдается в почве славянской культуры (1150 л.н.), также увеличивается до 70 см элювиальная толща. Эта почва более длительное время находилась под лесной растительностью, что и обеспечило более высокую дифференциацию профиля почвы. Наибольшая степень дифференциации профиля наблюдается у фоновых почв.

Таблица 4.1

Степень иллювированности и коэффициент дифференциации почвенных профилей по содержанию илистой фракции

Профиль почв	Степень иллювиированности, %	Коэффициент дифференциации по илу	Мощность элювиальной толщи, см
Скифского времени (2450 л.н.)	27,91	1,7, среднедифференцированный	35
Славянского времени (1150 л.н.)	37,74	2,1, сильнодифференцированный	70
Современная почва	51,06	3,0, сильнодифференцированный	70

На графиках содержания пылеватой и илистой фракции в почвенных разрезах городища Водяное можно увидеть степень проявления лесного почвообразования. В почве скифского времени (рис. 4.4а.) ил вымывается из верхних горизонтов в иллювиальный горизонт и распределяется до материнских пород с равномерным уменьшением содержания ила. Это может свидетельствовать о начальных этапах лесного почвообразования.

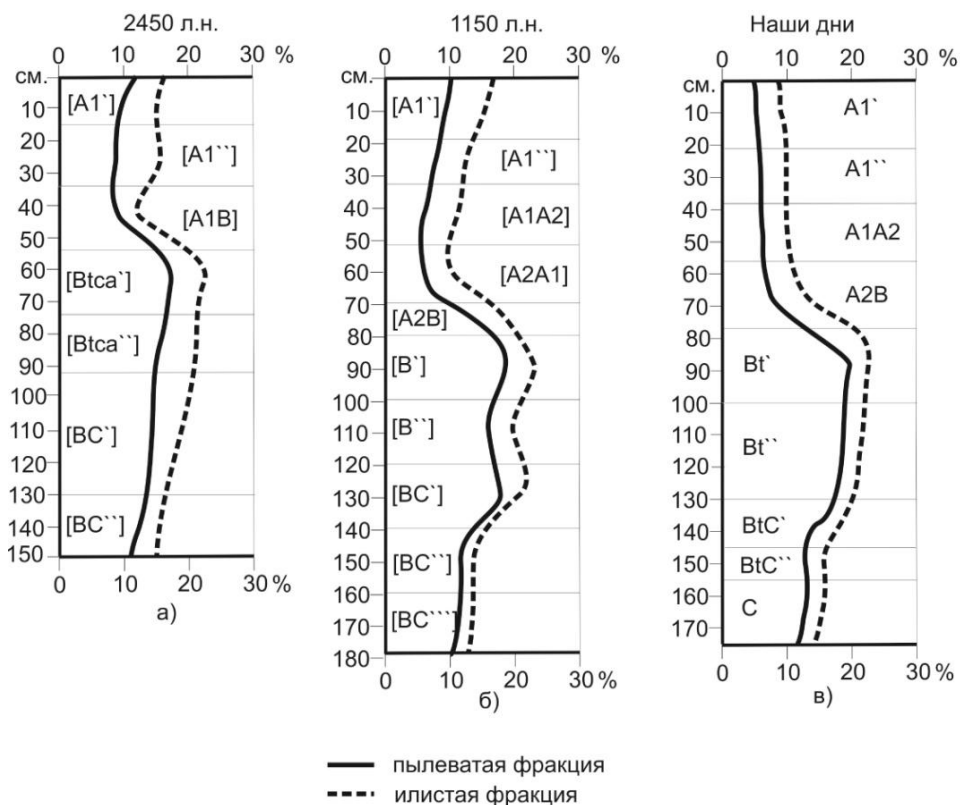


Рис. 4.4. Графики содержания тонких гранулометрических фракций в почве скифского времени (а), славянского времени (б) и современной почве (в).

График содержания илстых частиц в почве славянского времени (рис. 4.4б.) приобретает вид элювиально-иллювиального дифференцированного профиля почв. Наблюдается увеличение слоя вымывания, незначительное увеличение содержания илстых частиц, вследствие чего иллювиальный горизонт приобретает более плотную структуру и меньше пропускает влагу в нижние горизонты, в которых интенсифицируются процессы разложения первичных глинистых минералов. Это означает, что за период от скифского времени до создания славянского вала на этой территории господствовал лес. Фоновая же почва представляет собой серую лесную почву со свойственной ей конфигурации кривой распределения илистой фракции (рис. 4.4в.).

На комбинированном графике содержания ила во всех трех почвах можно увидеть динамику вымывания илстых частиц (рис. 4.5.).

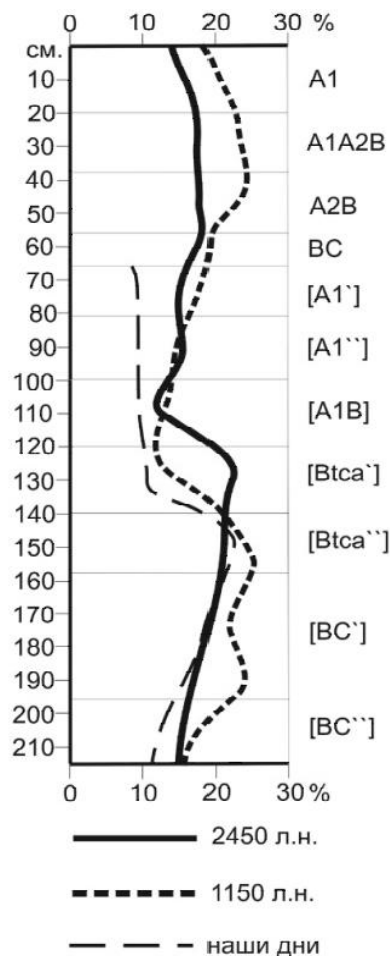


Рис. 4.5. Профильное распределение содержания илистой фракции в почвах хроноряда городища Водяное

Наиболее интенсивно ил вымывался в период между 2450 л.н. и 1150 л.н. в связи с начальным этапом лесного почвообразования. Микроклимат изменялся в сторону более прохладного и влажного лесного типа. В дальнейшем скорость вымывания ила значительно снизилась т.к. в лесном сообществе увеличилось значение дернины, которая уменьшает количество влаги, проходящей до глубины иллювиальных горизонтов. Развитие травяной растительности можно связать с деятельностью человека, производившего вырубку в лесу. Разряжение древостоя способствовало увеличению света, поступающего в нижние ярусы, тем самым создавая благоприятные условия для развития травянистой растительности. Так же

скорость вымывания ила снизилась т.к. почвы приблизились к состоянию зрелости, климаксному состоянию с преобладающим типом растительности. Анализ гранулометрического состава исследуемых почв участка *Лес на Ворскле* позволил нам оценить степень изменения текстурной дифференциации почв (табл. 4.2). Степень дифференциации почв по илу изменилась от средней к сильной, и в среднем изменялась со скоростью 0,23 в 1000 лет.

Далее, перейдем к анализу графиков содержания гранулометрических фракций (рис. 4.5, 4.6)

Таблица 4.2.

Степень иллювированности и коэффициент дифференциации почвенных профилей по содержанию илистой фракции

Профиль почв	Коэффициент текстурной дифференциации
Скифский вал (2450 л.н.)	2,09
Современная почва	2,18
Барсучина (1470 л.н.)	1,12
Современная почва	1,5

На рис. 4.6 можно увидеть значительное увеличение общего количества ила, сглаживание минимума на глубине 90 см. Это доказывает наличие более засушливых условий 1470 л.н. на данной территории. В то время лес только заселял приводораздельные пространства, после предшествующего скифско-сарматского аридного эпизода, и не успел значительно изменить профиль почв, вероятно имевших больше сходства с черноземами, нежели с серыми лесными почвами.

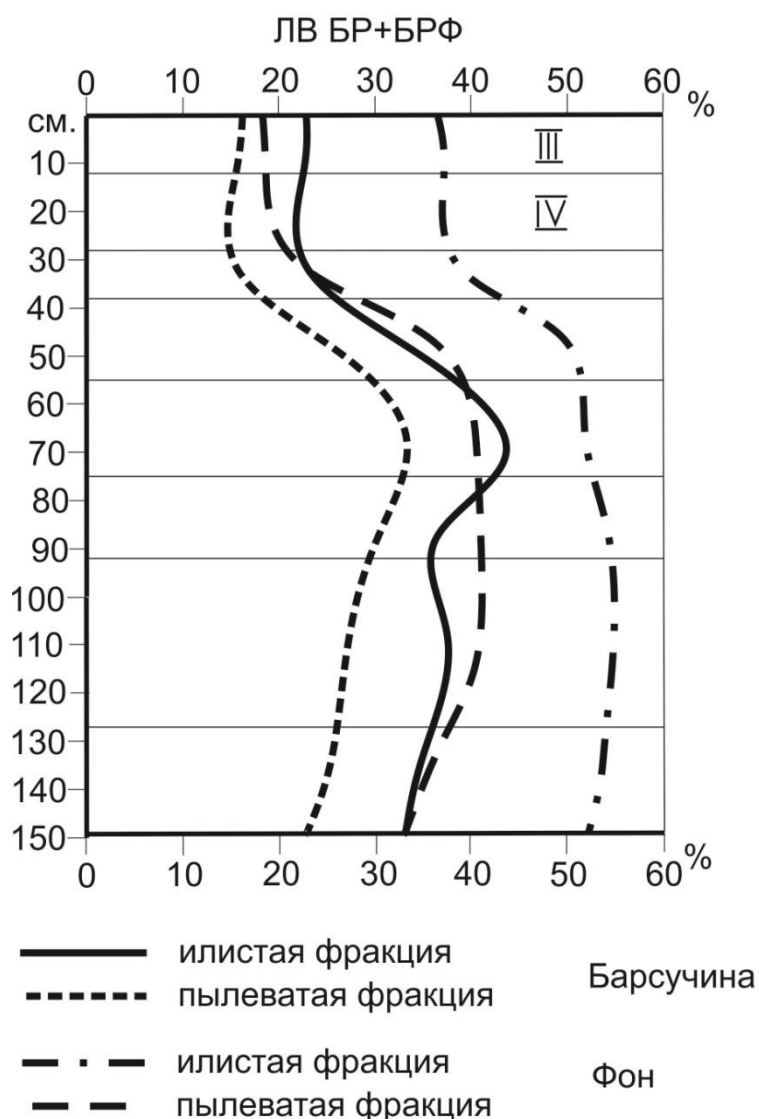


Рис. 4.6. Содержание илистой и пылевой фракций в почве, погребенной под бутаной барсука (барсучина), и в фоновой почве рядом с бутаной

В почвах, погребенных под валом славянского времени мы так же наблюдаем выраженное изменение характера почвообразования с лугово-степного на лесное (рис. 4.7) Это выражено появлением более четкого первого максимума содержания на глубине 60 см. Содержание ила в верхних горизонтах уменьшается за счет вымывания и частичного разрушения глинистых минералов. Также происходит перераспределение ила в горизонте С.

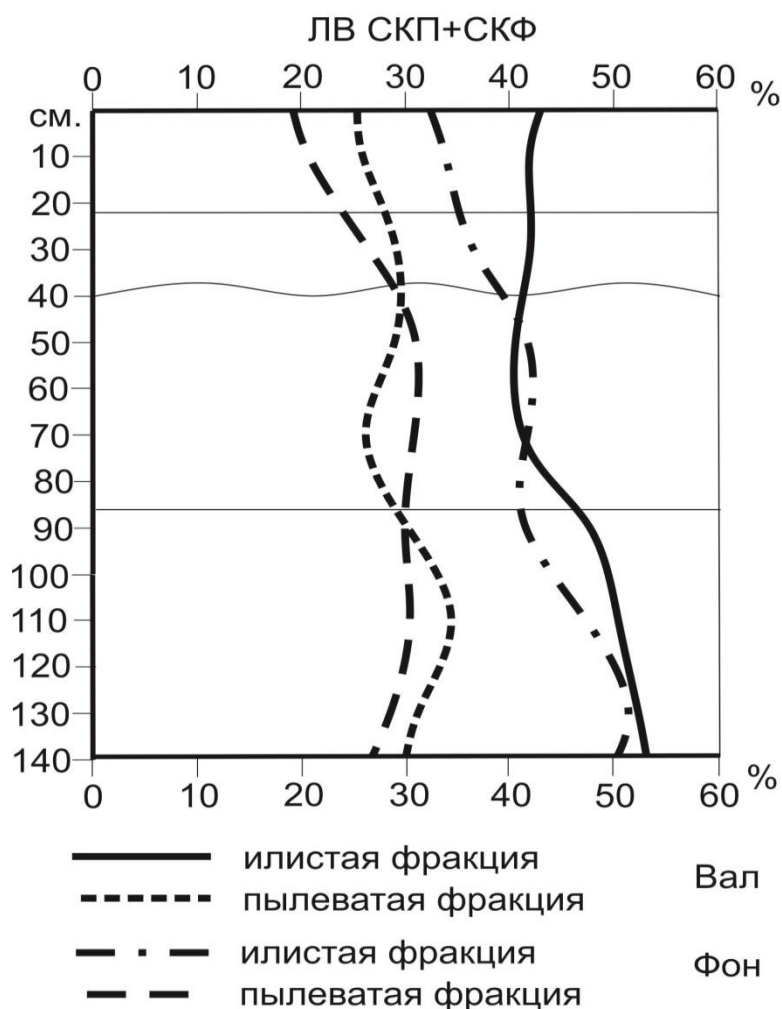


Рис. 4.7. Содержание илистой и пылеватой фракций в почве, погребенной под валом скифского городища, и в фоновой почве рядом с валом

Рассматривая профильное распределение илистой фракции в других объектах – Мухино (Рис.4.8а.) и Подгорное (Рис.4.8б.) можно отметить похожую тенденцию. На ключевом участке Мухино текстурная дифференциация претерпела изменения, явно связанные с гумидизацией климата, ил из верхних горизонтов начал вымываться в иллювиальные горизонты. В случае с Подгоренским городищем можно видеть более сложную трансформацию профильного распределения илистой фракции в течении последних двух тысяч лет. Однако четко прослеживается тренд на увеличение влажности климата к современному периоду.

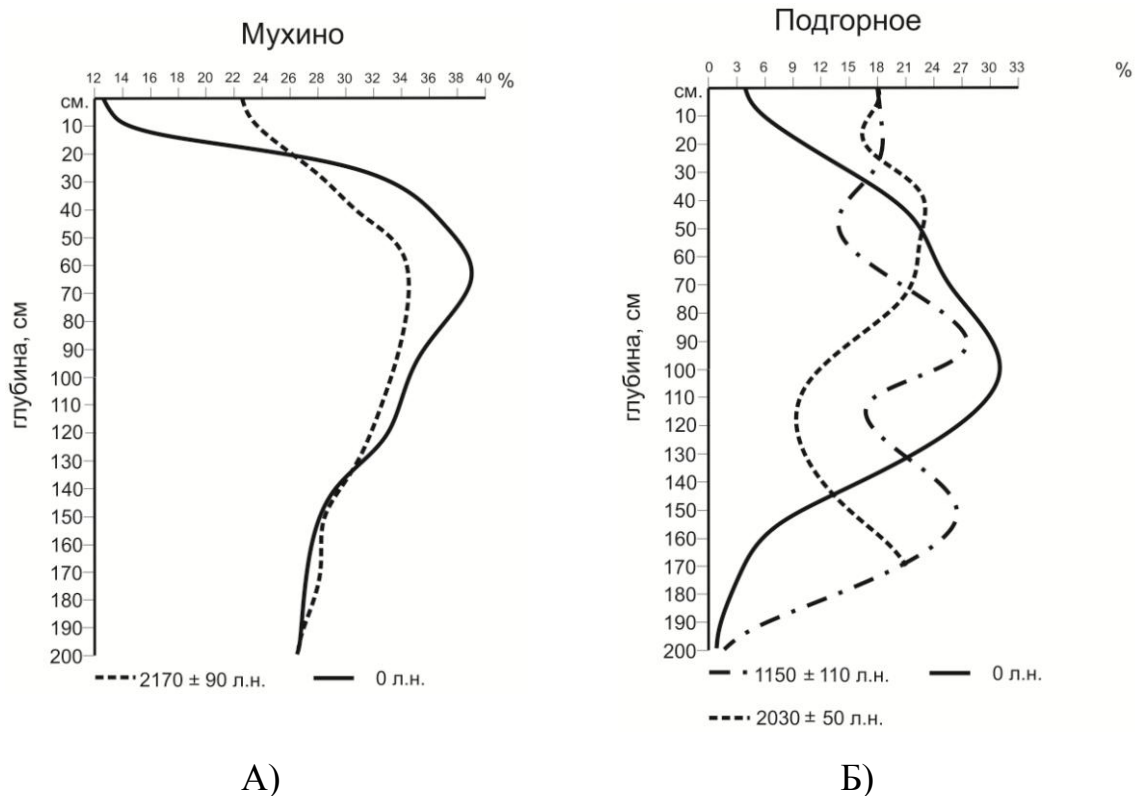


Рис. 4.8. Профильное распределение илстой фракции в современных и подкурганых почвах ключевых участков Мухино и Подгорное.

Для более полного и обобщенного представления о изменении климата за последние две тысячи лет на лесных участках был рассчитан КТД и для этих объектов (Рис. 4.9.). Можно увидеть, что степень текстурной дифференциации почв изменялись с примерно одинаковой скоростью, за исключением участка Водяное. Эти почвы характеризуются более легким гранулометрическим составом, по сравнению с другими, среднесуглинистыми почвами, поэтому и показывают большие скорости изменения КТД профиля почв. Кроме того, нами сделаны поправки при построении графиков изменения КТД. Несмотря на то, что погребенная под скифским курганом почва датирована 2450 л.н. по нашему мнению следует отсчитывать время заселения лесом этой территории не менее чем 1600 л.н. т.к. именно в это время многими авторами (Серебряная, 1973) отмечается вторичное наступление леса на степь, которому предшествовал аридный эпизод. Доказательством этому служат данные археологических раскопок (Дьяченко А.Г., 1993), которые отмечают исчезновение с этого времени пойменных праславянских поселений, которые просуществовали до

середины 1-го тысячелетия н.э. в связи с возобновившимся паводковым затоплением пойм рек. С этим же аридным эпизодом, вероятно, связана и разность в скорости увеличения КТД на участке Подгорное. Почва под наиболее древним валом городища Подгорное (2030 ± 50 л.н.) формировалась в условиях аридного эпизода, постепенно изменяющегося на более влажные условия, а начиная со времени 1150 ± 110 л.н. началась резкое увлажнение климата. Различия между скоростью изменения КТД на участках Водяное и Подгорное как с различием в материнской породе почв, так и с расположением участков исследования: Подгоренское городище находится севернее, поэтому увеличение влажности климата сказалось на его профиле более заметно.

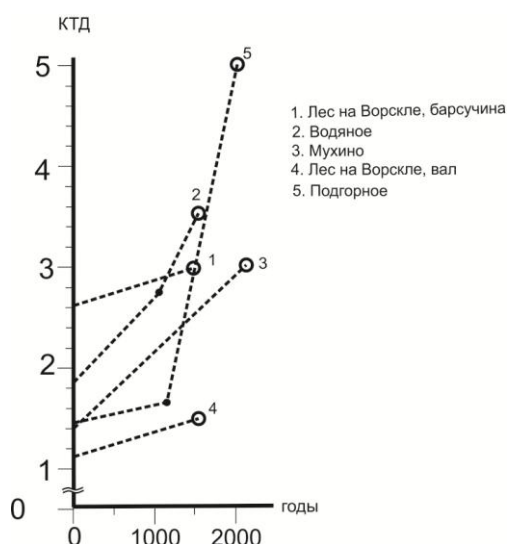


Рис. 4.9. Изменение во времени коэффициента текстурной дифференциации профилей на лесных участках исследования на основе сравнения подкурганных и современных почв (нулевой отсчет времени взят с момента погребения почв под курганами).

Таким образом можно отметить, что на изученной нами территории к настоящему моменту сформировались лесные почвы из более степных их аналогов. Они не были в полной мере черноземами, но все же однозначно сформировались при более сухом климате с соответствующей ему мезофильной, а возможно и ксерофильной растительностью.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований изменений во времени почв на территории Центральной лесостепи было установлено, что на лугово-степных участках исследования на протяжении последних 4000 лет развития почв выявляются незначительные изменения профильного распределения тонких гранулометрических фракций (пыли и ила), что свидетельствует о слабоинтенсивном развитии текстурной дифференциации черноземных почв в обстановке слабоконтрастных смен во времени типов растительного покрова (в рассматриваемый отрезок времени на изучаемой территории господствовала травянистая растительность).

В результате проведенных исследований развития почв на широколиственно-лесных участках лесостепи отмечается смена типов растительности и почвообразования со степного на лесное. Согласно полученным данным, после окончания скифско-сарматского аридного эпизода, на протяжении последних 1600-1700 лет леса в нагорных частях речных долин и на прилегающих водоразделах наступали на степи, изменяя ход процессов почвообразования, что нашло отражение в формировании более текстурно-дифференцированных профилей почв, формирующихся под лесами.

Этот вывод соотносится с существующей теорией наступания леса на степь в позднем голоцене на территории лесостепи (Чендев 2008, Александровский, Александровская, 2005).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александровский А.Л. Эволюция почв и географическая среда / А.Л. Александровский, Е.И. Александровская - М.: Наука, 2005. - 223 с.
2. Александровский А.Л. Палеопочвенные индикаторы изменчивости экологических условий центральной лесостепи в позднем голоцене / А.Л. Александровский, Ю.Г. Чендев, М.А. Трубицын // Известия РАН. Серия Географическая. – 2011. - №6. – С87-99.
3. Антропоген Таймыра. Палеоботанические и палеоклиматические реконструкции голоцена Таймыра / Кинд Н.В., Леонов Б.Н. (ред). М.: Наука, 1982, 183с.
4. Артемьева З.С. Органическое вещество и гранулометрическая система почвы / З.С. Артемьева – М.: ГЕОС, 2010. – 240с.
5. Большаков В.А. Новая концепция орбитальной теории палеоклимата / В.А. Большаков. – М.:2003. -256с.
6. Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. / И.И. Борзенкова. – СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 247с.
7. Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в умеренных широтах Северного и Южного полушарий за последние 130000 лет. / О.К. Борисова. – М.: ГЕОС, 2008. 264с.
8. Величко А.А., Борисова О.К., Кременецкий К.В. Миграция границы тундры – лес при изменяющемся климате / А.А. Величко, О.К. Борисова, К.В. Кременецкий // Природа. – 1997. – №2. – С. 34-47
9. Геннадиев А.Н. Почвы и время: модели развития / А.Н. Геннадиев. – М.: Изд-во МГУ, 1990. – 232с.
10. Герасимов И. П. Генетические, географические и исторические проблемы современного почвоведения / И. П. Герасимов – М., «Наука», 1976. – 285с.
11. Герасимова. М.И. Антропогенные почвы: генезис, география, рекультивация. Учебное пособие / М.И. Герасимова, М.Н. Строганова, Н.В.

Можарова, Т.В. Прокофьева; под ред. Г.В. Добровольского. - Смоленск: Ойкумена, 2003. - 268 с.

12. Демкин В.А., Демкина Т.С., Борисов А.В. Палеопочвоведение и археология: Итоги и перспективы интеграции / В.А. Демкин, Т.С. Демкина, А.В. Борисов. // Экология древних и современных обществ. Доклады конф. Вып.2. – Тюмень: Изд-во ИПОС СО РАН. – 2003. С. 33-36.

13. Дергачева, М.И. Археологическое почвоведение / М.И. Дергачева. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. – С 228.

14. Динесман Л.Г. Изучение истории биогеоценозов по норам животных / Л.Г. Динесман. - М.: Наука, 1968. - 100 с.

15. Дьяченко А.Г. О культуре населения Днепро-Донецкой лесостепи в I тыс. н.э. (по материалам селища Занки) // Археология и история юго-востока Древней Руси: Материалы науч. конф. Воронеж, 1993. С 21-24.

16. Евсеева Н.С., Шпанский А.В. Методы палеогеографических исследований / Н.С. Евсеева, А.В. Шпанский. – Томск: ТГУ, 2011. 253 с.

17. Иванов, И.В. Эволюция почв степной зоны в голоцене / И.В. Иванов. - М.: Наука, 1992. - 143 с.

18. Караваева Н.А. Элементарные почвообразовательные процессы / Н.А. Караваева, С.В. Таргульян и др. – М.: Наука, 1992. – 176 с.

19. Кислов. А.В. Климат в прошлом настоящем и будущем. / А.В. Кислов. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». – 2001. – 351с.

20. Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления (ретроспективный анализ и сценарий) / Под ред. А.А. Величко. – М.: ГЕОС. – 2010. – 220с.

21. Климанов В.А., Серебрянная Т.А. Изменения растительности и климата на Среднерусской возвышенности в голоцене // Изв. АН СССР. Серия географическая. 1986. № 1. С. 26-37.

22. Колода, В.В. Эволюция почв и природной среды на южном участке Восточноевропейской равнины. / В.В. Колода, Ю.Г. Чендев, Д.А. Борбукова, Д.И. Дудин // Поволжская археология, - №1. – 2014. - . С. 247-267.

23. Котляков В.М., Лориус К. Четыре климатических цикла по данным ледяного керна из глубокой скважины на станции Восток в Антарктиде / В.М. Котляков, К. Лориус. // Изв. РАН. Сер.геогр. – 2000. – №1. – С. 7-19.
24. Марголина Н.Я. Возраст и эволюция черноземов / Н.Я. Марголина, А.Л. Александровский, Б.А. Ильичев и др. – М.: Наука, 1988. – 144 с.
25. Михеев В.К. Подонье в составе Хазарского каганата. Харьков, 1985. 147 с.
26. Обломский А.М. Поздnezарубинецкие памятники // Славяне и их соседи в конце I тысячелетия до н.э. – первой половине I тысячелетия н.э. М.: Наука, 1992. С. 40-52.
27. Память почв: Почва как память геосферно-биосферно-антропосферных взаимодействий / Отв. ред. В.О. Таргульян, С.В. Горячкин. – М.: Изд-во ЛКИ, 2008. – 692 с.
28. Роде А.А. Система методов исследования в почвоведении / А.А. Роде. – Новосибирск: Наука, 1971. – 90 с.
29. Роде А.А. Почвообразовательный процесс и эволюция почв / А.А. Роде – М.: ОГИЗ, 1941. – 136 с.
30. Рябогина Н.Е., Якимов А.С. Палинологические и палеопочвенные исследования на археологических памятниках: анализ возможностей и методика работ / Н.Е. Рябогина, А.С. Якимов // Вестник археологии, антропологии и этнографии. – 2010. – №2. – С. 186-200
31. Серебряная Т.А. Последний лесной этап в развитии растительности Среднерусской возвышенности / Т.А. Серебряная, Э.О. Ильвейс // Изв. АН СССР Сер. Геогр, 1973.№2 С.95-102
32. Самойлова Е.М. Эволюция почв / Е.М. Самойлова, Ю.С. Толчельников. – М.: Изд-во МГУ, 1991 - 90 с.
33. Соколова Т.А. Глинистые минералы в почвах / Т.А. Соколова, Т.Я. Дронова, И.И. Толпешта. - Тула: Гриф и К, 2005 – 336 с.

34. Спиридонова Е.А., Алешинская А.С. Периодизация неолита-энеолита Европейской России по данным палинологического анализа // Российская археология. 1999. № 1. С. 23-33.
35. Торгульян В.О. Процессы почвообразования и эволюции почв / В.О. Торгульян, А.А. Величко. – М.: Наука, 1985 – 249 с.
36. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии / Н.А. Хотинский. – М.: Наука, 1977 – 191 с.
37. Чендев Ю.Г. Эволюция лесостепных почв Среднерусской возвышенности в голоцене / Ю.Г. Чендев. – М.: ГЕОС, 2008. – 212 с.
38. Чендев Ю.Г. Природная среда, почвы и архитектурные особенности городища Коробовы Хутора в Харьковской области / Ю.Г. Чендев, В.В. Колода // Российская археология. – 2012. - №1. – С. 112-118.
39. Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв / Отв. ред. В.Н. Кудеяров, И.В. Иванов, – М.: ГЕОС, 2015. – 925 с.
40. Davis O.K., Sellers W.D. Orbital history and seasonality of regional precipitation / O.K. Davis, W.D. Sellers // Human Ecology. – 1994. – Vol. 22. – N 1. – P.97-113
41. Mayewski P.A., Rohling T.T., Stager J.C. et al. Holocene climate variability / P.A. Mayewski, E.E. Rohling, J.C. Stager et al. // Quaternary Research. – 2004. – Vol.62. – P. 243-255.
42. Ritchie J.C., Cwynar L.C., Spear R.W. Evidence from northwest Canada for early Holocene Milankovich thermal maximum / J.C. Ritchie, L.C. Cwynar, R.W. Spear // Nature. – 1983. – Vol.305. – P.126-128