

УДК 631.484

РАЗВИТИЕ ЧЕРНОЗЕМОВ ДНЕСТРОВСКО-ПРУТСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ*

© 2013 г. Ф. Н. Лисецкий, П. В. Голеусов, О. А. Чепелев

Белгородский государственный национальный университет, 308015, Белгород, ул. Победы, 85
e-mail: liset@bsu.edu.ru

Поступила в редакцию 22.11.2010 г.

По результатам изучения разновозрастных почв археологических памятников установлены особенности развития лесостепных и степных черноземов Днестровско-Прутского междуречья в голоцене. Рассчитаны параметры математических моделей формирования гумусовых горизонтов различных подтипов черноземов, на основе которых определены скорости этого процесса и произведена датировка почв на поверхности Нижнего Траянова вала. Климатически обусловленные различия отдельных стадий позднего голоцена отражались по-разному в отдельных подтипах черноземов. Дифференциация трендов формирования гумусового горизонта черноземов соответствует различиям почвообразовательного потенциала территории (по оценке энергетических затрат на почвообразование).

Ключевые слова: почвы и время, скорость почвообразования, модели развития почв, хронология почв, черноземы, археологические памятники, голоцен.

DOI: 10.7868/S0032180X13050109

ВВЕДЕНИЕ

Изменение климата, которое наблюдается во многих регионах мира на протяжении периода инструментальных наблюдений, способно увеличить вероятность рисков для почв, как это определено Европейской тематической стратегией по защите почв [45], или повысить интенсивность действующих процессов деградации почв и ландшафтов. Особой рефлексивностью отличаются почвенно-климатические взаимодействия в педозкотах, один из которых сформирован на переходе от лесостепи к степи.

В юго-западном секторе Восточно-Европейской равнины находится Днестровско-Прутское междуречье, которое отличается историей развития и своеобразием климата, почв и почвенного покрова. К настоящему времени этот регион обстоятельно исследован в почвенно-генетическом и почвенно-географическом аспектах, что отражено в монографиях по территории Молдавии [22, 38] и Заднестровья Одесской области Украины [43, 35]. Однако особенности и темпы голоценового почвообразования в этом самобытном регионе пока изучены недостаточно.

Закономерно, что первые результаты региональных педохронологических исследований были получены на самом известном и доступном для изучения памятнике древности – Траяновых валах – фортификационной системе, часть которой в виде земляного вала со рвом неплохо сохранилась до наших дней. В разные годы почвенно-генетические исследования на Нижнем Траяновом валу (НТв) проводили на трех его отрезках: на припрутском участке вала у с. Колибашь [21], восточней с. Вадул-луй-Исак [17], у западного берега оз. Сасык [11]. Благодаря протяженности НТв (126 км), новообразованную почву на вершине и погребенную под валом удавалось сопоставлять с разными фоновыми почвами: черноземом обыкновенным [21], карбонатным [17] и южным [11]. Изучен микроэлементный состав погребенных почв в условиях степного почвообразования (под Траяновым валом) и в лесостепи (под курганом “Корпач” возрастом 4000 лет) [9]. Опубликованы результаты исследования погребенной почвы III в. до н.э. на “Городище (Кодры)” [1] и Траянова вала (верхний Днестр), которая датирована по ^{14}C : 2350 ± 50 лет (по калиброванным датам 2400 ± 50 лет), дневных почв античного Никония [27]. В последние годы изучены новообразованные и погребенные почвы на правом берегу нижнего те-

* Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 06-05-90871-Мол_а).

чения р. Збруч (Украина), где валы тоже называются “Траяновыми” [12].

Палеогеографическая реконструкция изменений климата, выполненная [20] по споро-пыльцевым диаграммам разрезов из 12 поселений неолита-энеолита, показала, что в лесостепи Днестровско-Прутского междуречья ко второй половине атлантического – началу суббореального периода (6000–4200 лет назад) приурочена фаза климатического оптимума голоцена. Наибольшая аридизация отмечена 4200–3700 л.н., улучшение климатических условий – в конце суббореального периода (3300–2800 л.н.).

На протяжении голоцена изучаемый регион становился ареной формирования сложных пространственно-временных закономерностей изменения климата, особенностей развития почв и смены историко-культурных общностей с определенным типом хозяйственной деятельности.

Цель данной статьи состояла в изучении разновозрастных дневных почв, сформированных на археологических памятниках Днестровско-Прутского междуречья, и выявлении климатической обусловленности их развития в позднем голоцене.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Полевые исследования проводили на территории Дунай-Днестровского междуречья или, если рассматривать уже, в пределах его составной части – Днестровско-Прутского междуречья (Молдавия и юго-запад Украины). По схеме почвенно-географического районирования этот регион делится на три провинции: Северо-Молдавскую лесостепную (занимает 39% площади Молдавии), юго-западную северной степи и Придунайскую южно-степную (рис. 1).

Особенности лесостепных черноземов Молдавии связаны, прежде всего, со специфическими чертами климата, который здесь наименее теплый и самый увлажненный на территории республики, и географией распределения зональной растительности (чередование дубрав и богатых луговых степей). Черноземы обыкновенные теплой фации (мицелярно-карбонатные) сформировались в заднестровской части Одесской области и на южных отрогах Южно-Молдавской возвышенности. Придунайская провинция теплой южноевропейской фации отличается своеобразием биоклиматических условий, что наиболее выразительно преломляется в специфике водно-теплового и биологического режимов степных черноземов. Особенности мицелярно-карбонатных черноземов проявляются в исключительном динамизме (“пульсации”) карбонатов и глубины вскипания от HCl , заметной оглиненности верх-

них горизонтов почвы, высокой биоактивности и интенсивности минерализации органических остатков, высокой степени биопереработки почвенной массы [35].

Современные черноземы Молдавии можно рассматривать как финальный (на данное время) 13-й этап истории почвообразования на протяжении четвертичного периода, причем климатически сходный с большинством предшествующих этапов. Так, изучение разреза четвертичных отложений в придунайской части Молдавии [47] показало, что стратиграфически в лёссово-почвенной толще мощностью 30 м выделяется 12 ископаемых почв плейстоцена, и все они черноземного типа.

Важно подчеркнуть отличительную особенность почв Днестровско-Прутского междуречья – очень раннее начало сингенетичной природно-антропогенной эволюции. Оптимальное увлажнение, обусловленное географическим положением на юго-западе Русской равнины, благоприятствовало распространению в регионе лесного типа растительности, однако уже много веков в трансформации лесов ощутимо сказывалась хозяйственная деятельность человека.

Если наиболее ранний очаг европейского земледелия, по-видимому, возник на Балканах с середины VII тыс. до н.э., то племена, жившие на территории современных Румынии и Молдавии, стали заниматься земледелием довольно рано – 8 тыс. л.н. [33, 37].

Палеоботанические исследования на поселениях неолита и энеолита в Днестровско-Прутском междуречье [44] показали, что местные земледельцы использовали зерновые культуры, которые распространились уже в VI тыс. до н.э. из первичного центра в Передней Азии через Балканы. На юге Молдавии (в отложениях поймы р. Ялпуг) [6] первые следы антропогенного влияния (пыльца культурных злаков и сорняков) зафиксированы в фазе АТ-3 (по ^{14}C 5550 ± 70 лет или по калиброванным датам – 6400 ± 70 л.н.).

Историко-культурная самобытность отдельных районов Днестровско-Прутского междуречья определила встречаемость разновременных (по диапазону датировок) антропогенно-нарушенных поверхностей и почв, на них сформированных. Так, в лесостепной зоне известны памятники культуры линейно-ленточной керамики (VI–V тыс. до н.э.), которые концентрируются исключительно в центре Молдавии. Памятники буго-днестровской культуры (середина VI–начало IV тыс. до н.э.) локализованы только у верхнего Днестра, а трипольской культуры (около 5400–около 2750 гг. до н.э.) – к северу от широты Кишинева (530 и 123 поселений в лесостепных частях Молдавии и Одесской обл. соответственно).

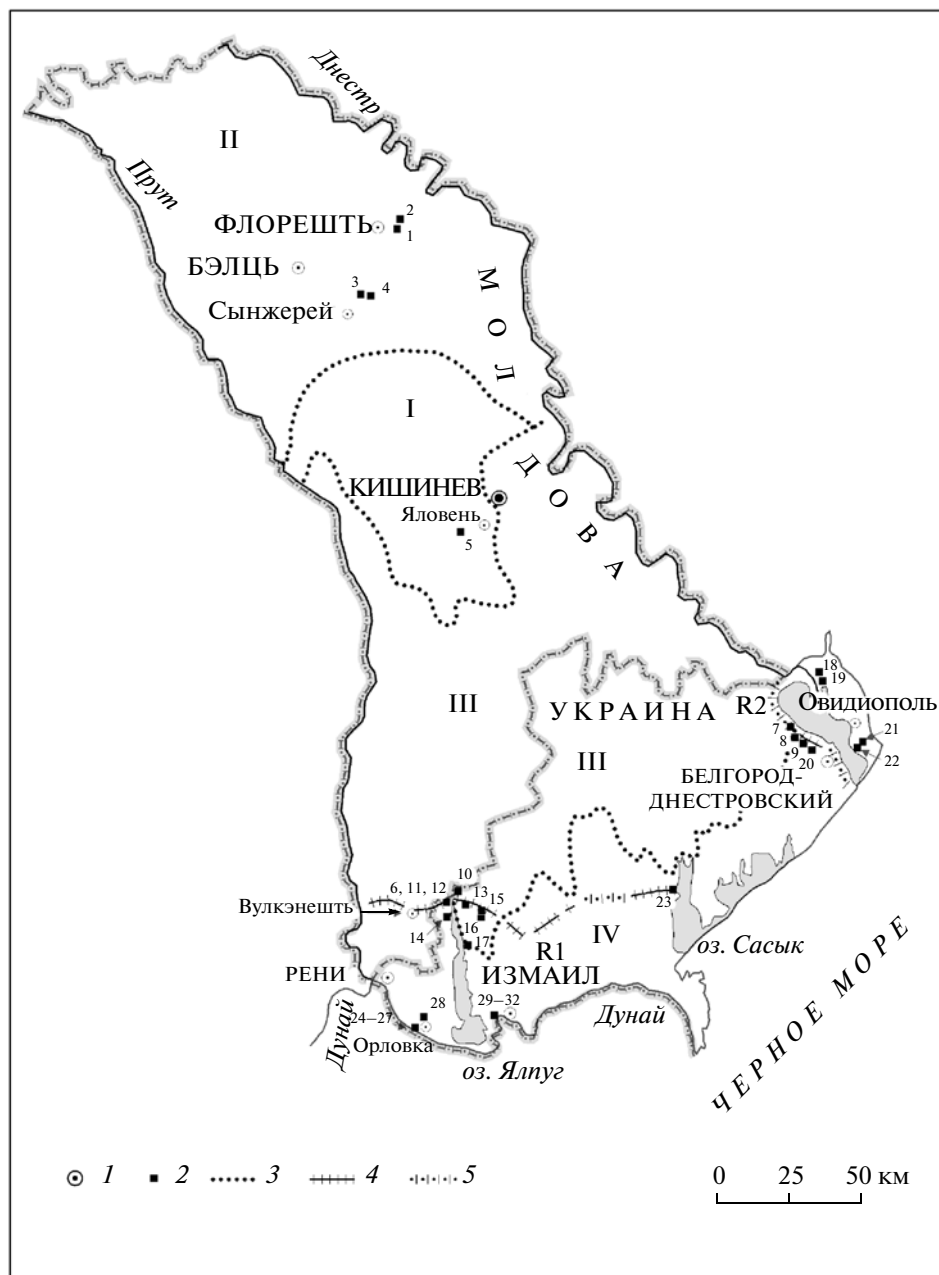


Рис. 1. Локализация археологических памятников – объектов почвенно-хронологических исследований в Днестровско-Прутском междуречье: 1 – Гура-Каменчій VI, V тыс. до н.э.; 2 – Поселение, синхронное с 1, V тыс. до н.э.; 3 – Сакаровка I, посл. четв. III тыс. до н.э.; 4 – Сынжерей XIX, VI тыс. до н.э.; 5 – Дэнчень I, сер. III тыс. до н.э.; 6 – Нижний Траянов вал, перв. пол. II в. н.э.; 7 – Змиев вал, IV в. н.э.; 8 – Молога II, III в. н.э.; 9 – Молога II, с 1385 г.; 10 – Ялпуг IV, X в. до н.э.; 11–12 – Нижний Траянов вал, перв. пол. II в. н.э.; 13 – Табаки I, 2-я половина XIII в. до н.э.; 14 – Болград, славянское (IX–XI вв.) и античное время (IV–III вв. до н.э.); 15 – Жовтневое III, первые вв. н.э.; 16 – Жовтневое II, сер. II тыс. до н.э.; 17 – Криничное (Каракуртские сады), VII–VIII вв. н.э.; 18 – Надлиманское I, III в. до н.э.; 19 – Надлиманское городище, III в. до н.э.; 20 – Южный сектор крепости Аккерман, с 1806 г.; 21 – Роксоланы VII, IV–III вв. до н.э.; 22 – Никоний, городище, V в. до н.э. и вторая четверть III в.; 23 – Нижний Траянов вал, перв. пол. II в. н.э.; 24 – Поселение на “Каменной горе”, IV–III вв. до н.э.; 25 – Картал, городище. Отвал рва римского времени (2-я половина I – начало III в. н.э.); 26 – Поселение эпохи среднего гальштата, VIII–VII вв. до н.э.; 27 – Поселение эпохи поздней бронзы, XVI–X вв.; 28 – Курган высотой 1.8–2.0 м, античное время; 29 – Измаил, пристенный вал крепости; 30 – там же, стена крепости, разрушенной в 1790 г.; 31 – там же, насыпь нового бастиона; 32 – там же, Свято-Николаевский монастырь, XVII в. I – Центрально-Молдавская лесная провинция; II – Северо-Молдавская лесостепная провинция; III – Придунайская степная провинция; IV – Подзона черноземов обыкновенных северной степи; V – Подзона южно-степная черноземов южных (Придунайская провинция); 1 – современные населенные пункты; 2 – археологические памятники; 3 – границы почвенно-географического районирования; 4 – сохранившиеся земляные валы; 5 – несохранившиеся участки валов; R1 – Нижний Траянов вал; R2 – Змиев вал.

Закономерности территориального рассредоточения археологических памятников разных эпох в подзоне обыкновенных и южных черноземов имеют общие черты, но есть и отличия. В энеолите (IV–III тыс. до н.э.) земледельческо-скотоводческие племена Гумельницы освоили придунайские районы современной Одесской обл. С бронзовым веком в Заднестровье Одесской обл. хронологически связано более 230 поселений, но 66% из них находятся в подзоне южных черноземов. Много античных поселений (VI в. до н.э. – IV в. н.э.) сконцентрировано у Днестровского лимана и в низовье Дуная. Более поздние памятники балкано-дунайской культуры (X–конец XI вв. н.э.) распространены в Буджаке (исторической области, занимающей причерноморский сегмент междуречья Дуная и Днестра), здесь же известны памятники золотоордынского времени (XIII–XIV вв. н.э.).

Полевыми исследованиями охвачено 6 поселений в зоне лесостепи, 25 археологических памятников в зоне степи и несколько участков Траяновых и Змиевых валов (рис. 1). Название археологических памятников дано по справочникам [2, 8]. Новообразованные почвы преимущественно формируются на педолитоседиментах – культурных слоях, наложенных на органо-минеральную матрицу фоновых почв, под травянистой растительностью степного облика.

Аналитические работы проводили по стандартным методикам: содержание общего углерода по Тюрину, групповой анализ гумуса по Кононовой–Бельчиковой, азот валовой (N) по Кьельдалю, определение углекислоты карбонатов – ацидиметрическим методом, подвижные соединения фосфора по методу Мачигина, определение гранулометрического состава – методом пипетки.

Карта-схема распределения энергетических затрат на почвообразование (Q) по территории Днестровско-Прутского междуречья составлена с использованием программного обеспечения *ArcGIS*. Расчет Q производили по зависимости Волобуева [5], учитывающей радиационный баланс и годовую сумму атмосферных осадков.

Для картографирования использованы гидро-термические данные (среднегодовая температура, сумма активных температур, радиационный баланс, количество осадков) по 56 метеорологическим станциям и постам, 20 из которых расположены за пределами Молдавии (в Румынии и на Украине). Высокая плотность покрытия территории пунктами климатических наблюдений позволяет детально охарактеризовать территориальные различия в распределении энергетического потенциала почвообразования. Ареалы на карте Q

синтезированы с применением программных модулей *ArcGIS Spatial Analyst u Geostatistical Analyst*. Карта-схема построена методом ординарного кригинга, при интерполяции применялась сферическая модель вариограммы, максимальное число точек, участвовавших в расчете значений каждого пикселя изображения, составляло 12.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Изменение морфологии и почвенных свойств во времени. Временной аспект развития подразумевает выявление направленности, но это еще не развитие, так как только генетическая связь, показывающая имманентность, внутреннюю детерминированность изменений, переводит последние в плоскость развития [39]. Состояние почвенной системы можно определить либо через входные воздействия и выходных сигналы (факторы почвообразования – свойства), либо через макропараметры системы (скорость, ускорение). Исследование хронорядов почв позволяет перейти к разработке трендовой модели процесса формирования гумусового горизонта [7].

Накопление почвенно-хронологической информации имеет решающее значение для разработки и верификации математических моделей, адекватно описывающих процесс развития ресурсоформирующих свойств почвы. Наибольшая степень проработки достигнута в моделировании процессов формирования гумусового горизонта почв и гумусонакопления. Ранее [26] обоснована возможность аналогизации тренда голоценовой эволюции ресурсоформирующих процессов в автоморфных почвах с общей закономерностью ростовых процессов в экосистемах, которые подчиняются ходу S-образных кривых. При этом вариант их аппроксимации, представленный функцией Гомпертца, аргументирован [7] как наиболее предпочтительный:

$$H = H_{\text{lim}} \exp(-\exp(a + \lambda t)), \quad (1)$$

где H – мощность гумусового горизонта почв, мм; H_{lim} – его предельная мощность; a – константа (отражает начальные условия процесса); λ – коэффициент, характеризующий скорость процесса формирования H ; t – время почвообразования, годы.

При сопоставлении хронорядов почв, соответствующих отдельным почвенно-географическим зонам (подзонам), можно использовать не только преимущества сравнительного анализа, но и рассмотреть разные по полноте хроноряды, что связано с территориальными различиями в представленности тех или иных историко-географических периодов. Неравномерность в

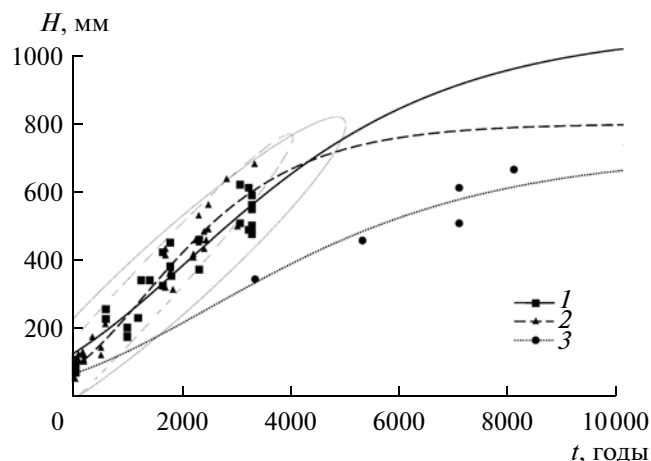


Рис. 2. Изменение мощности гумусового горизонта почв (H) во времени (t). Эллипсами очерчены зоны 95-процентной вероятности распределения данных: 1 – почвы Придунайской степной провинции; 2 – почвы южно-степной подзоны Придунайской провинции; 3 – почвы Северо-Молдавской лесостепной провинции.

обеспечении эмпирическими данными основных хроносрезов для трех хронорядов зональных почв можно преодолеть путем совместного анализа их регрессионных уравнений.

Для разработки модели, описывающей прирост гумусового горизонта черноземов (лесостепных, обыкновенных и южных), использованы результаты собственных полевых исследований (рис. 1, 2). Для определения H_{lim} использована статистика значений мощности гумусового горизонта [24, 38], формируемой основными подтипами черноземов. В табл. 1 приведены значения региональных параметров для моделей формирования гумусового горизонта черноземов во времени.

Крупеников [22] выделил два генетических семейства черноземов Молдавии: северное, представленное лесостепными черноземами (типичными, выщелоченными, оподзоленными), и южное, включающее черноземы карбонатно-

мицелярного профиля (ксерофитно-лесные, обыкновенные и карбонатные). Такое разделение обосновано не только особыми климатическими условиями почвообразования в северных и южных районах Молдавии, но и почвенно-эволюционными различиями. Так, у черноземов лесостепи имеются реликтовые признаки гидроморфизма, что Крупеников объясняет прохождением ими лесной стадии развития, или более гумидными условиями педогенеза как в прошедшем, так и в настоящем времени. Карбонатные черноземы, которые имеют сравнительно простое строение профиля, слабо дифференцированного по содержанию карбонатов с преимущественным протеканием гумусово-аккумулятивного процесса, в эволюционном отношении признаны [22] подтипом, который предшествовал формированию других подтипов черноземов.

Особого внимания заслуживает отмеченная исследователями молдавских черноземов [24] особенность их морфологического строения, связанная с тем, что максимальная мощность гор. А близка у всех подтипов (45–48 см). Предельная мощность профиля с содержанием гумуса >1% также одинакова для всех подтипов (100–110 см). Фактически это свидетельствует о наличии моноклимакса в голоценовой истории формирования гумусового профиля черноземов Молдавии.

Нашими исследованиями подтверждается общность формирования “южного семейства” черноземов Молдавии и Бессарабии: на рис. 2 массивы данных по мощности разновозрастных черноземов в двух подзонах степи и тренды моделей достоверно не различаются (по критерию Колмогорова–Смирнова, $P = 0.95$). Для почв, изученных в пределах Бэльцького (луговой степи) округа типичных черноземов Северо-Молдавской лесостепной провинции, массив данных хронологически ограничен, но графически отличие его тренда от направленности развития степных черноземов очевидно. Таким образом, исследованные почвы диагностируют различие почвообразо-

Таблица 1. Параметры моделей формирования гумусового горизонта черноземов во времени для различных почвенно-географических условий

Почвенно-географические таксоны	H_{lim}	a	λ
Северо-степная подзона черноземов обыкновенных	1050	0.759	–0.00037
Южно-степная подзона черноземов южных	780	0.823	–0.00064
Северо-Молдавская лесостепная провинция	700	0.854	–0.00034

вательного потенциала лесостепи Молдавии и степной части Днестровско-Прутского междуречья.

Анализ моделей тренда формирования гумусового горизонта черноземов позволяет сравнить динамические характеристики этого процесса для разных эколого-климатических семейств региона. Так, черноземы южно-степной подзоны (Придунайской провинции) имеют наибольшие скорости формирования гумусового горизонта в первые 3000 лет (0.15–0.18 мм/год) и быстрее достигают его равновесной мощности, по сравнению с другими подтипами (рис. 3). Этот факт подтверждает мнение Крупеникова [22] о том, что карбонатные черноземы являются первым по времени возобновляемым подтипом почв, они сравнительно быстро достигают равновесия со средой, что определяет их сохранность и воспроизводство в современных условиях почвообразования. Следует отметить, что представленные на рис. 3 скорости формирования гумусового горизонта черноземов отражают стадию его “медленного роста” ($n \times 1000$ лет). Для начальной стадии этого процесса ($n \times 10 - n \times 100$ лет) характерны скорости, на порядок более высокие [46].

Сходства и различия генетических семейств черноземов в Днестровско-Прутском междуречье подтверждаются анализом физико-химических свойств новообразованных (табл. 2, 3).

Запасы гумуса, рассчитанные для почв разной степени морфологической зрелости, можно сопоставлять, рассчитав удельные его величины на 10 см гумусового горизонта, что можно интерпретировать как концентрацию органического вещества (ОВ) в гумусовом профиле. Обобщение данных по профильному распределению гумуса и величин плотности почвы в полнопрофильных черноземах Молдавии [38, 40] позволило определить, что запасы гумуса в гумусовом горизонте основных подтипов черноземов составляют: 280 т/га (обыкновенные), 300 т/га (карбонатные и типичные) и 335 т/га (выщелоченные). Удельные запасы гумуса (на каждые 10 см H) менее изменчивы и снижаются в ряду черноземы типичные мощные – выщелоченные – обыкновенные мощные – карбонатные, уменьшаясь от 42.9 до 38.6 т/га.

По относительному содержанию гумуса подтипы черноземов достоверно не отличаются. Отмечена тенденция уменьшения с возрастом содержания гумуса в гор. А. Регенерированные горизонты (в режиме аппликативной регенерации) отличаются повышенным содержанием гумуса по сравнению с нижележащими нарушенными горизонтами. Удельные запасы гумуса возрастают к 2000-летнему возрасту, затем уменьшаются. Это может быть связано с двумя причинами: 1) почвы с возрастом >2000 лет прошли в своем развитии

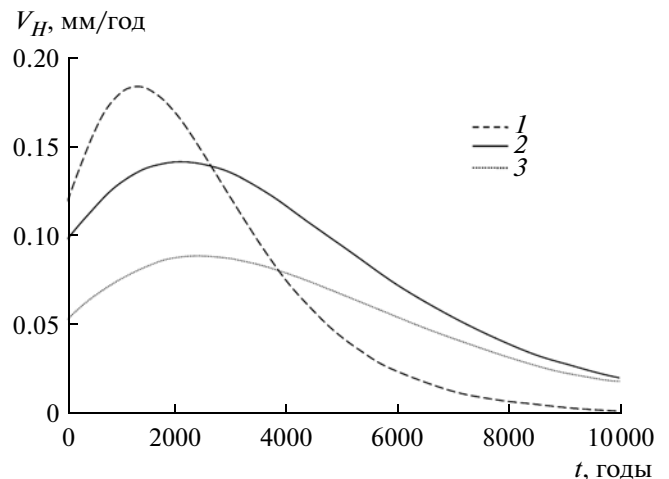


Рис. 3. Изменение скоростей формирования гумусового горизонта почв (мм/год) во времени (t): 1 – черноземы южно-степной подзоны; 2 – черноземы северо-степной подзоны; 3 – черноземы Северо-Молдавской лесостепной провинции.

период с низким почвообразовательным потенциалом географической среды, то есть в их “памяти” “записан” менее благоприятный, чем современный, период почвообразования; 2) в онтогенезе почв интенсивное накопление ОВ, характерное для фазы “быстрого роста”, сменяется экстенсивным приростом гумусового профиля, что связано со стабилизацией органо-минерального комплекса, достижением его “квазиклимаксного” состояния. Подобные закономерности онтогенетического развития установлены и для лесостепных черноземов Центра России [46].

По таким почвенным свойствам, как реакция среды (рН) и карбонатность, черноземы исследуемого региона формируют закономерный зональный ряд: черноземы лесостепные (типичные, выщелоченные) → черноземы обыкновенные → → черноземы карбонатные и южные, характеризующийся увеличением щелочности и окарбонатности профиля и снижением его дифференциации по этим признакам, в соответствии с ростом теплообеспеченности и уменьшением количества атмосферных осадков.

Уникальность исследованных почв связана с отчетливым проявлением долговременных антропогенных воздействий на их строение и свойства. Профили имеют сложное строение, отражающее различные стадии педогенеза, что соответствует периодам антропогенного формирования этих почв: совокупность последовательно встроенных в профиль агрогенных, новообразованных (на археологических слоях) и остаточных (реликтовых) горизонтов (см. объекты 1–4 в табл. 2). Формирование почв на культурных слоях древ-

Таблица 2. Физико-химические свойства лесостепных почв (Республика Молдавия)

Номер объек- та*	Возраст почвы, годы	Гори- зонг	Глубина, см	Гумус	N	СаСО ₃	рН вод- ный	Обменные катионы		Фосфор подвиж- ный, мг/100 г	Фосфор общ., %	Содержание фракций (%) размер частиц (мм)																					
								Са ²⁺	Мg ²⁺			>0.25	0.25– 0.05	0.05– 0.01	0.01– 0.005	0.005– 0.001	<0.001	Σ<0.01															
5	3300	A	0–21	2.18	0.182	0	7.65	20.58	2.90	2.90	0.206	0.93	40.19	22.89	4.48	11.01	20.5	35.99															
		AB	21–34	1.76	0.113	2.8	7.90	19.54	4.25	4.25	0.224	0.88	40.71	23.11	4.84	10.90	19.56	35.30															
		BC	34–48	1.24	0.090	3.0	7.85	19.92	4.96	4.96	0.258	0.69	42.96	23.43	5.48	11.45	15.99	32.92															
		C	48–78	1.22	He опр.	3.2	8.10	He опр.	4.12	4.12	0.327	0.90	41.63	23.13	4.60	8.50	21.24	34.34															
		C	78–88	1.08	»	4.4	8.30	»	3.09	3.09	0.258	1.07	40.49	23.79	4.46	9.54	20.65	34.65															
1	7000	Ar	0–6	5.00	0.301	3.4	7.60	32.35	1.74	1.74	0.226	0.37	15.23	30.88	7.13	13.98	32.41	53.52															
		A	6–23	3.76	0.206	3.8	7.75	30.14	0.68	0.68	0.278	0.51	9.90	29.75	14.87	17.07	27.96	59.84															
		AB	23–33	3.17	0.154	4.7	7.85	29.48	0.68	0.68	0.294	0.30	21.59	30.19	5.68	14.89	27.35	47.92															
		Ban	33–49	2.58	0.178	5.5	7.95	28.81	0.68	0.68	0.226	0.23	21.86	29.86	6.69	14.20	27.16	48.05															
		B	49–79	2.94	0.164	2.8	7.80	29.08	0.52	0.52	0.208	0.38	28.92	29.97	7.41	8.30	25.02	40.73															
2	7000	B	79–89	1.66	0.101	9.5	7.90	26.81	He опр.	He опр.	0.09	0.09	11.19	41.89	6.09	14.67	26.07	46.83															
		Aa	0–29	3.90	0.188	1.9	7.90	33.47	1.90	1.90	0.208	0.07	5.55	38.16	8.76	15.09	32.37	56.22															
		A	29–40	3.94	0.215	1.9	7.85	32.36	2.72	2.72	0.174	0.11	5.33	40.50	6.74	16.86	30.46	54.06															
		AB	40–60	2.85	0.141	4.9	7.95	31.70	1.04	1.04	0.208	0.02	2.50	37.67	10.16	15.76	33.89	59.81															
		B	60–83	2.52	0.186	7.9	8.15	31.18	1.74	1.74	0.199	0.01	5.07	36.14	7.77	18.23	32.78	58.78															
3	5250	B	83–106	1.78	0.155	7.5	8.20	30.12	1.38	1.38	0.190	0.02	4.42	35.70	8.70	17.71	33.45	59.86															
		BC	106–116	1.25	He опр.	9.0	8.30	He опр.	He опр.	0.01	0.01	5.37	37.05	8.64	16.74	32.19	57.57																
		A	0–27	2.83	0.218	0	7.70	25.10	0.87	0.87	0.278	0.07	5.26	26.86	8.88	17.56	41.37	67.81															
		AB	27–39	3.33	0.204	0.9	7.80	24.71	0.53	0.53	0.140	0.07	7.45	23.84	8.73	18.56	41.35	68.64															
		B	39–65	1.66	0.139	8.5	8.05	23.92	0.52	0.52	0.190	0.04	2.74	26.90	10.75	20.13	39.44	70.32															
4	8000	B	65–85	0.95	He опр.	12.4	8.25	He опр.	He опр.	0.05	0.05	3.38	25.48	11.76	23.89	35.44	71.09																
		B	85–95	0.82	»	11.5	8.40	»	»	0.05	0.05	3.95	24.66	11.38	22.93	37.03	71.34																
		Aa	0–34	3.76	0.252	0.9	7.95	24.98	2.08	2.08	0.260	0.15	9.44	33.35	11.82	15.43	29.61	56.86															
		Aa	34–52	3.57	0.204	1.5	7.95	28.73	1.38	1.38	0.346	0.04	7.20	39.07	7.49	15.4	30.80	53.69															
		AB	52–70	2.41	0.149	7.7	8.05	26.78	1.04	1.04	0.326	0.07	7.73	37.38	8.39	16.42	31.01	55.82															
B	70–85	70–85	1.75	0.090	9.9	8.25	1.21	1.21	0.240	0.06	0.06	5.74	37.06	9.63	16.00	31.51	57.14																
																		B	85–109	1.71	0.083	9.3	8.25	1.55	1.55	0.224	0.09	6.90	35.65	10.45	15.69	31.18	57.36

* Здесь и в табл. 4 нумерация соответствует рис. 1.

них поселений происходило по типу трансформирующей или наложенной эволюции [42]: воспроизводство профилей после прекращения бытования поселений приводило к формированию последовательности горизонтов А, АВ, В, по мощности и морфологии, соответствующей возрасту регенерирующих почв. Эти горизонты частично наследовали свойства соответствующих почв-предшественников, что заметно, например, по сравнительно высокому содержанию гумуса в гор. В (табл. 2). Нижние горизонты почв (как правило В и ВС), имевшиеся к началу селитебного освоения, сохранились и продолжили развитие в профиле современных почв. Кроме того, почвы, сформированные на культурных слоях поселений, отличаются повышенным содержанием общего фосфора в средней части профиля (археологический слой) (табл. 2).

Современный агрогенез приводит к вертикальной дифференциации профиля почв, проявляющейся в снижении гумусированности пахотного горизонта, его выщелачивании, декарбонатизации, формировании оглиненного “подпахотного” слоя.

Метод почвенно-генетической хронологии и его апробация. Полученные модели (1) и их параметры (табл. 1) можно использовать для применения в качестве нового метода датировки некоторых археологических памятников (поселений, вершин валов). Метод почвенно-генетической хронологии – это метод датирования антропогенных земляных или каменных сооружений; он основан на математической зависимости необратимых генетических почвенных свойств (мощности почвенных горизонтов, запасов гумуса и др.) от времени. Эта зависимость уникальна для каждого региона с определенными условиями почвообразования. Данный метод был успешно апробирован по результатам исследований на Таманском полуострове для датировки вала, называемого “Киммерийским” [29], так же дискуссионного в определении возраста, как и Траянов вал.

Уравнение (1) описывает процесс, протекающий при минимальном влиянии нарушающих факторов, когда поверхность формирующейся почвы находится в автоморфных условиях, что ограничивает удаление или привнос твердого вещества. Возраст поверхности археологических памятников (с момента начала почвообразования на них) можно рассчитать по формуле, полученной из уравнения (1):

$$t = -\frac{a - \ln(-\ln(H/H_{\text{lim}}))}{\lambda} \quad (2)$$

Эмпирические коэффициенты, необходимые для оценки возраста новообразованных почв по (2), соответствуют параметрам табл. 1. Покажем апробацию метода оценки возраста новообразованных почв на примере датировки наиболее известных памятников древности в изучаемом регионе – Траяновых и Змиевых валов.

Сооружение Траяновых валов часто связывают с деятельностью римского императора Траяна, то есть их нынешний возраст составляет порядка 1900 лет. Это, например, отмечено в работе XIX в. [4], автор которой подразделяет земляные валы, что тянутся по Пруту и Днестру, но со следами внутри области, на два вала: верхний (от Каушан до Леова) и нижний (от дер. Водолуй-Исаки (совр. Вадул-луй-Исак) на р. Прут до Аккермана (совр. Белгород-Днестровский)). Во времена Римской империи Нижний вал Бессарабии был включен в систему лимеса Нижней Мезии [3, с. 153]. Обычно считают, что Траянов вал был создан римлянами от рубежа I–II вв. до IV в. н.э., но есть работы с археологической аргументацией о его сооружении в VII и даже в IX в. н.э. Интеграция настолько различных мнений осуществима лишь в случае признания возможности многократного использования Траяновых валов в античную и средневековую эпохи [36]. Такая трактовка позволяет преодолеть противоречие, связанное с наличием рвов по обеим сторонам сооружения на отдельных его участках, то есть первоначально ров с северной стороны был засыпан, а с южной выкопан новый. Определенную ясность могут внести и почвенно-генетические исследования почв, сформированных на валах и погребенных под ними.

По измерениям начала XIX в. максимальная высота валов достигала 1.2–1.5 м [13, с. 496]. По данным разреза Крупеникова [21] и исследований одного из авторов статьи в Одесской обл. [11] общая мощность погребенной почвы и насыпного слоя вала на обоих участках сходная (2.0–2.3 м). Для периода проведения земельно-межевых работ 1822–28 гг. сохранилось такое описание “Ров Траянова вала имеет глубину от 2 до 2.5 сажень (то есть 4.3–5.3 м), а ширину до 8 сажень (то есть 17 м) [41, с. 29]. По замерам западной Болграда (в месте пересечения валом б. Бурлачены), где в днище северного рва отмечен эрозионный врез глубиной 6 м, определено, что толща делювиальной почвы во рву составляет 2.95 м, из которой аккумулятивный горизонт – 1.92 м.

Помимо Верхнего и Нижнего Траяновых валов известен также Змиев вал: “есть еще третий земляной вал, называемый Змиевым, в некоторых местах с шанцами, простирается по берегу реки Днестр” [41, с. 29]. На карте 1870-х гг. “Змеиный

Таблица 3. Химические свойства почв Причерноморской провинции (Одесская обл., Украина)

Номер объекта или его описание	Возраст почвы, годы	Горизонт	Глубина, см	рН солевой	CaCO ₃	гумус	N	C : N
					%			
Картал, городище. В 0.15 км к востоку. Раскоп 29	43	Ан	0–8	8.55	8.49	3.19	0.145	12.7
	62	А	0–7	8.60	7.60	4.88	0.275	10.3
		АВ	7–13	8.85	10.28	1.78	0.095	10.8
Восточная сторона пристенного вала крепости Измаил. Почва на бруствере окопа	62	А	0–4	8.55	9.61	2.88	0.160	10.4
		АВ	4–7	8.70	8.47	1.73	0.088	11.4
Г. Измаил, Клумба ворот короля Михая 1926 г.	80	А+АВ	0–10	8.50	5.65	4.19	0.180	13.5
		В	10–18	8.50	2.02	3.45	0.190	10.5
31	216	А	0–6	8.55	10.08	4.12	0.275	8.7
		АВ	6–12	8.75	11.07	2.09	0.140	8.6
		ВС	12–33	9.00	5.35	0.73	0.090	4.7
32	360	А	0–7	8.75	7.41	4.27	0.210	11.8
		АВ	7–17	9.00	9.26	1.88	0.130	8.4
25	1800	А	0–21	8.75	8.14	2.45	0.130	10.9
		АВ	21–36	8.90	8.76	1.52	0.145	6.1
		Вh	36–42	8.95	12.67	1.05	0.090	6.8
		ВС	42–50	9.05	11.53	Не опр.		
26	2750	А	0–29	8.85	2.91	2.46	0.105	13.6
		АВ	29–62	8.70	11.62	2.65	0.120	12.8
		В	62–84	8.75	11.16	2.15	0.120	10.4
27	3000	А	0–26	8.85	9.18	2.46	0.115	12.4
		АВ	26–49	8.60	6.96	3.04	0.130	13.5
		В	49–79	8.65	5.38	3.14	0.120	15.2
13	3250	А пах	0–24	8.60	3.56	2.62	0.150	10.1
		А	24–33	8.70	5.79	2.09	0.130	9.3
		АВ	33–51	8.70	6.68	2.04	0.110	10.7
		Вh	51–73	8.65	13.32	1.41	0.130	6.3
В 0.3 км к В от Зализнычное. Нижний Траянов вал	*	А	0–31	8.00	1.59	3.24	0.150	12.5
		АВ	31–42	7.85	2.26	1.94	0.140	8.0
Картал, городище. Погребенная в римское время почва на культурном слое эпохи энеолита	3300	[А]	0–28	9.50	8.68	1.57	0.090	10.1
		[АВ]	28–67	9.30	10.02	1.46	0.055	15.4
		ВС	67–88	8.95	13.82	1.26	Не опр.	

Примечание. Авторскую датировку см. далее по тексту.

вал” показан вдоль западного побережья Днепровского лимана на протяжении 12 км к северу от Аккермана. Насыпь вала мощностью 1.25 м выполнена из гумусированных горизонтов почвы (содержание гумуса – 1.2%, карбонатов – 4.1%).

По-видимому, вал сооружен после IV в. н.э., так как под ним находится поселение II–III вв. н.э.

Оценка возраста по уравнению (2) показала, что Змиев вал, расположенный в подзоне черноземов обыкновенных, по мощности гумусового

горизонта 368 ± 48 (количество замеров $n = 14$) мог быть сооружен не позже первой половины IV в. н.э. У с. Табаки по мощности гумусового горизонта 390 ± 10 мм ($n = 7$) НТв датирован нами второй половиной II в. до н.э. — началом I в. н.э., а вал в 0,3 км к западу от р. Бол. Ялпуг по максимальным значениям мощности гумусового горизонта 370 мм ($n = 14$) датирован второй половиной I в. н.э. Морфологическая зрелость новообразованной почвы на вершине вала может быть оценена путем сравнения с локальным полнопрофильным аналогом: по мощности гор. А — 97%, гумусового горизонта — 64%.

При определении датировок почвы, образованной на антропогенных земляных сооружениях, следует учитывать влияние на гумусовый горизонт таких факторов, как планация в результате денудации и оплывания, вытаптывание растительности на вершине, уплотнение почвы. Многовековое использование Траянова вала как дороги способствовало значительному уплотнению почвы (в гор. А до 1.55 г/см^3 , в гор. АВ — до 1.39 г/см^3). Поэтому, к примеру, для участка вала в 0.6 км к востоку от с. Табаки приведение плотности почвы уплотненного горизонта почвы в привершинной части к плотности нижнего горизонта увеличивает мощность не менее чем на 27 мм, что “удревняет” возраст на 150–200 лет.

Участок НТв в подзоне южных черноземов (к западу от оз. Сасык) имеет протяженность 9.6 км, по всей длине вала проложена дорога. И лишь у самого берега озера на перекрестке сохранился ненарушенный с поверхности фрагмент вала, обрывающийся в карьере кирпичного завода (по состоянию на 1981 г.). Этот участок вала (№ 23 на рис. 1) по мощности гумусового горизонта 428 мм ($n = 5$) датирован нами концом II в. до н.э. По-видимому, вал этого сектора не был затронут более поздними реконструкциями.

В работе Крупеникова [21] мощность почвы, сформированной на валу, не указана, но по анализу графика профилей она составляет около 40 см, а фоновая почва — чернозем обыкновенный тяжелосуглинистый, судя по мощности гумусового горизонта, — 78 см, значительно старше. Молодость почвы на НТв подтверждается и другими данными: новообразованная почва в слое 0–40 см содержала на 11% меньше частиц размером <0.001 мм, чем погребенная почва, и на 7.4% меньше, чем полновозрастной обыкновенный чернозем пашни [21].

Используя модель формирования гумусового горизонта почв во времени, разработанную по почвенно-хронологическим данным для южно-степной подзоны (Придунайской провинции),

рассчитан возраст почвы — 1917 лет и время сооружения вала — первая половина I в. н.э.

Таким образом, по самым древним датам, полученным почвенно-генетическим методом, НТв был сооружен в II–I вв. до н.э., но в результате возможных реконструкций, вероятно в первые 200 лет его функционирования как оборонительной системы, а также за счет действия денудации, даты “омолаживаются” до III–IV вв. н.э.

Реконструкция климатических условий прошлого. Хотя эволюция почв тесно связана с присущей климату ритмичностью, не все изменения почвенных свойств могут закрепляться в твердофазных продуктах функционирования, поскольку многие почвенные свойства и процессы обладают значительной инерционностью, обратимостью и замкнутостью. По сравнению с режимами температуры и влажности, значительно большие времена (сотни и даже тысячи лет) требуются для изменения таких показателей как гумусовый профиль, качественный состав гумуса, содержание и распределение карбонатов, илистых частиц и др. [25].

Особенностью качественного состава гумуса современных подтипов черноземов Молдавии [38] является доминирование гуминовых кислот (в среднем 50% ОВ), меньшее (на 5–10%) их количество в карбонатных черноземах, широкое варьирование С гк/С фк (1.5–3.2), причем наименьшая величина отмечается у черноземов карбонатных.

В результате почвенно-генетических исследований получены убедительные свидетельства о существовании более сухого климата в период, что предшествовало сооружению НТв. Анализ водной вытяжки почв показал, что и в районе распространения обыкновенных черноземов [21] солевой профиль погребенной и современной почвы существенно отличается, а в ареале карбонатных черноземов [17] вынос солей из современной почвы за время существования вала составил 3.3 т/га, причем погребенная почва содержит натрия 2% от емкости обмена, а в почве контрольного разреза он отсутствует вовсе. Вывод о том, что еще до начала строительства НТв климат был суше последующего периода, получен по особенностям миграции легкорастворимых солей, карбонатов и составу поглощенных оснований у погребенной и современной пахотной почвы [17]. Однако следует учитывать, что почва, перекрытая насыпью возведенного вала, очевидно, была целинной, а свойства пахотной почвы, якобы вызванные большей гумидностью климата, могут быть частично обусловлены и агрогенезом. Ранее установлено [28], что под действием 150-летнего земледелия успевают про-

Таблица 4. Сопоставление группового состава гумуса дневных и погребенных почв на разных участках Траянова вала (НТв)

Район исследования	Объект изучения	Горизонт	Длительность почвообразования (погребения), лет	Глубина, см	С орг, %	ГК	ФК	100 С гк/ С общ	С гк/С фк
						% от общего углерода			
Черноземы обыкновенные [22]									
Республика Молдова, Вулкэнештский р-н, с. Колибашь	НТв, почва на валу	A	2000	0–9	2.18	23.4	15.0	61	1.5
		AB		30–40	0.85	32.8	16.8	66	1.9
	Там же, погребенная почва	[A]	2000	200–210	1.58	53.4	15.8	77	3.3
		[AB]		230–240	1.11	41.8	19.4	68	2.2
	Пашня (в 50 м от вала)	A	Голоцен	0–20	2.18	50.1	15.2	77	3.2
		AB		40–50	1.17	49.0	20.8	70	2.3
Черноземы обыкновенные и карбонатные									
Одесская обл., Болградский р-н, ст. Валул-Роман	НТв	A	2000	0–30	0.96	16.7	12.5	57	1.3
		[A+AB]		То же	30–37*	1.26	25.4	12.7	67
	Целина	A+AB	Голоцен	0–56	1.23	18.7	16.3	53	1.2
Черноземы южные									
Одесская обл., Татарбунарский р-н, с. Глубокое	НТв, почва на валу	A	2000	0–20	1.60	28.7	11.3	72	2.5
		AB		То же	20–42	1.72	28.5	12.7	69
	Там же, погребенная почва	[A+AB]	»	63–73	2.21	26.2	9.0	74	2.9
				113–123	1.78	27.5	8.4	77	3.3
				143–153	1.35	29.6	10.4	74	2.9
	Пашня	A	Голоцен	0–20	1.80	32.2	11.1	74	2.9
AB				32–50	1.47	31.9	11.6	73	2.7

* Фрагмент гумусового горизонта.

изойти изменения в структурной организации всего почвенного профиля, что находит отражение в растянутости гумусового профиля (на 4 см), потере ряда признаков физической солонцеватости, более глубоком опускании (на 22 см) верхней границы карбонатного горизонта.

Погребенная почва под НТв за 19 веков утратила в результате диагенеза 19–22% исходного количества ОВ (табл. 4). Если сравнить степень гумификации ОВ (по отношению 100 С гк/С орг) в погребенных под валом почвах и их полноголоценовых аналогах, то следует отметить, что в подзонах современного распространения обыкновенных и южных черноземов степень гумификации выше у погребенных почв и только для карбонатных черноземов современные условия гумификации несколько более благоприятны. Однако следует иметь в виду, что относительное увеличение гумификации ОВ может быть обусловлено не только более благоприятными климатическими условиями прошлого, но и эффектами, связанными с диагенезом ОВ почв [15]. По мнению И.В. Иванова (личное сообщение) одной из основных причин изменения соотношений

между фракциями в погребенных почвах необходимо считать взаимопревращения одних фракций в другие, уменьшение содержания неустойчивых фракций и “остаточное” накопления более устойчивых фракций.

Погребенная почва под Траяновым валом в пределах современного распространения южных черноземов по составу водной вытяжки мало отличается от современной (в ней лишь меньше ионов магния и хлора). По абсолютной величине содержания С гк и С фк погребенная почва и пахотный аналог не отличаются. В почве насыпи отношение С гк/С фк колеблется от 2.0 до 3.3, то есть в составе гумуса значительно преобладают гуминовые кислоты, а также характерно повышенное содержание негидролизуемого остатка (58–64%).

К настоящему времени накоплены факты о неоднородности климатических условий субатлантического периода. В Северном Причерноморье потепление климата и уменьшение осадков произошло к концу III в. до н.э., а максимум аридности приурочен к периоду длительностью

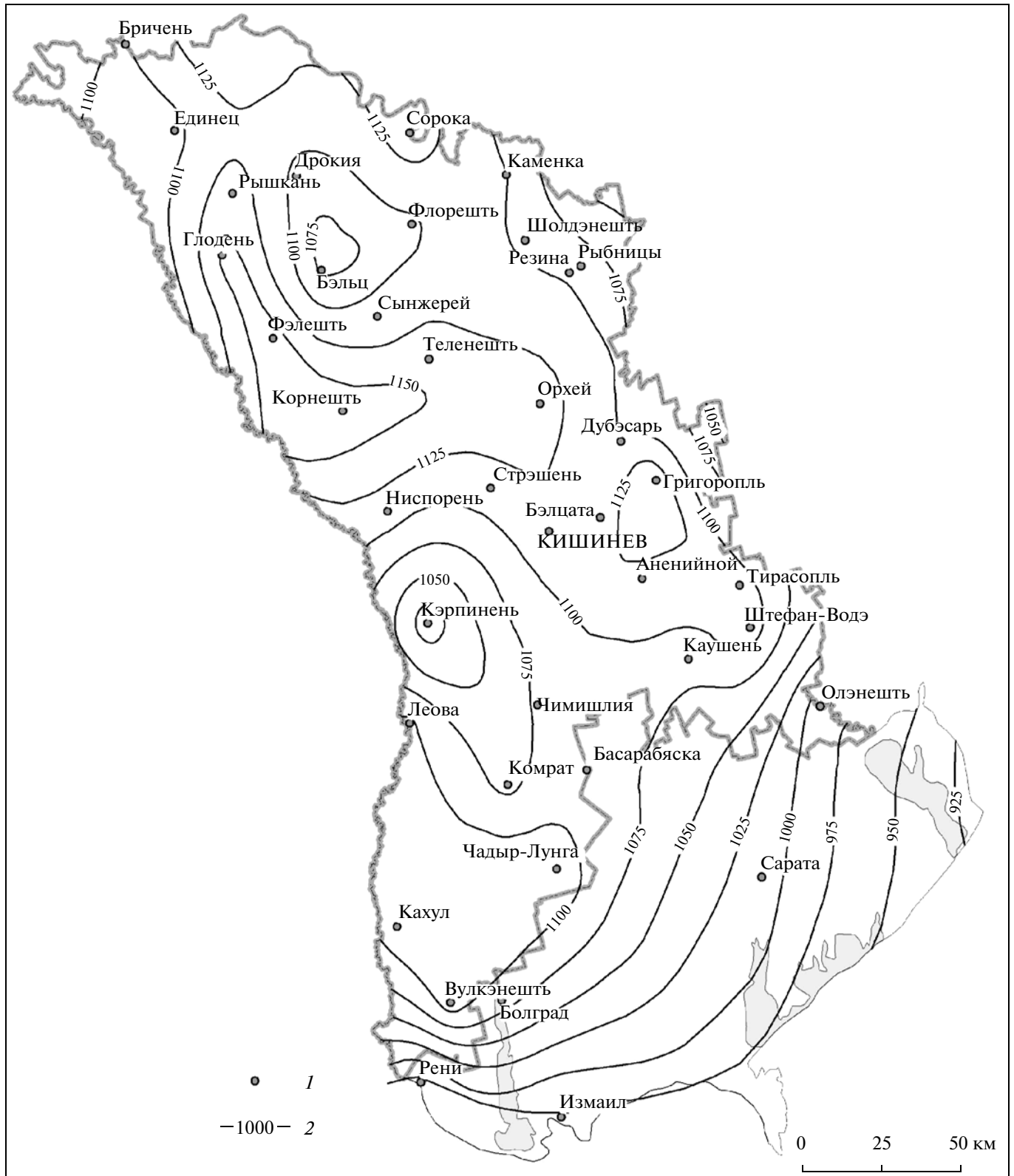


Рис 4. Распределение энергетических затрат на почвообразование (Q , МДж/м² в год) на территории Днестровско-Прутского междуречья: 1 – метеорологические станции и посты, 2 – изолинии величин Q , МДж/м² в год.

около 200 лет (до конца II—начала I в. до н.э.), когда в озерах Крыма отмечено соленакопление [10]. С этим периодом согласуется и наиболее значительное за последние 2500 лет понижение уровня Черного моря, названное [14] ольвийской регрессией, начавшейся на рубеже IV—III в. до н.э. с уровня, близкого к современному, и достигшей своего экстремума (–8...–10 м) к середине-концу I в. до н.э. С периодом иссушения климата, приуроченного к эпохе сарматов (2.4–1.8 тыс. л.н.), связан процесс окарбонирования в степных почвах [1]. Снижение темпа почвообразования из-за неблагоприятных климатических условий обусловлено [16] “римским” максимумом солнечной активности (1975 л.н. по экстремуму солнечных пятен и 2050 л.н. по минимуму почвообразования в степной зоне).

Таким образом, в подзоне распространения обыкновенных черноземов особенности природной обстановки 19 веков назад отражаются в памяти погребенных почв (более высокое вскипание от HCl, резче выраженный максимум карбонатов, более узкое отношение Ca : Mg [22]), а это позволяет заключить, что климат периода, который предшествовал сооружению Траяновых валов, был несколько суше современного. К югу, в подзоне нынешнего распространения южных черноземов, почвенно-климатическая ситуация в последние 20 веков, по всей видимости, отличалась большей стабильностью и более аридные варианты почв развития не получили. Судя по особенностям современного района-аналога с более аридными условиями климата, при которых могут формироваться темно-каштановые почвы (в 60 км к востоку от Днестра), необходимо, чтобы значение коэффициента увлажнения составляло 0.45–0.48, а энергетические затраты на почвообразование (Q) были не более 890 МДж/м² в год.

Связь почв с распределением современных климатических условий. Уже в начале XX в. [31] для региона отмечена ритмическая смена максимумов осадков (минимумов температур) в виде внутривековых циклов Брикнера (повторяемостью 35 лет). По данным метеостанций на территории Молдавии [19] за период 1888–2006 гг. осадки увеличились на 100 мм/год (с 470 до 570 мм), а среднегодовая температура воздуха стала больше (по линейному тренду) на 0.9°C. Однако последние десятилетия отмечены ростом повторяемости аномально холодных лет, что подтверждает общее похолодание регионального климата Молдавии [18].

Территориальные закономерности региональной дифференциации климатических условий, обобщенных за период инструментальных наблюдений, отражает карта-схема распределения

величины энергетических затрат на почвообразование (Q) (рис. 4).

На территории Днестровско-Прутского междуречья величины Q варьируют в диапазоне от 915 до 1158 (среднее – 1076) МДж/м² в год, причем 86.7% площади характеризуется значениями Q в интервале 1000–1150 МДж/м² в год. Сложный рельеф территории (сочетание равнин и возвышенностей) приводит к пестроте распределения атмосферных осадков, что, в свою очередь, обуславливает значительную пространственную дифференциацию величин Q . Основной градиент снижения энергетического потенциала почвообразования имеет ориентацию с северо-запада на юго-восток.

В пределах Молдавии отчетливо выделяются два основных ареала с минимумами значений Q . Территория Бэлыцкого округа типичных черноземов (район Дрокия-Флорешть-Бэлыць) совпадает с зоной пониженных значений Q (1075–1100 МДж/м² в год). Причем уже на расстоянии 30–40 км к югу от этого района суммы осадков увеличиваются на 150 мм/год, а энергетический потенциал почвообразования возрастает на 50 МДж/м² в год и более. Второй депрессивный ареал относится к лесостепи Южно-молдавской равнины, где также меньше увлажнение. Максимальные значения Q отмечены для хорошо увлажненных западных склонов Центрально-молдавской и отрогов Подольской возвышенностей. На территории Бессарабии основным лимитирующим фактором является дефицит увлажнения.

Путем сопоставления карт почвенной и распределения энергетических затрат на почвообразование установлено, что территориям с максимальными значениями Q соответствуют ареалы черноземов выщелоченных и типичных, а к ареалам с пониженными значениями Q приурочены в основном черноземы обыкновенные и карбонатные. Статистический анализ территориального распределения Q по проинтерполированным значениям с шагом 3 × 3.5 км показал, что распределение Q для обыкновенных черноземов ($n = 422$) и карбонатных ($n = 905$) укладывается в диапазон 970–1150 МДж/м² в год, а средние значения практически одинаковы (1095 и 1088 соответственно).

Незначительная вариация величин энергетического потенциала почвообразования в районах распространения степных черноземов согласуется с результатами моделирования процесса формирования их гумусового горизонта. Таким образом, моноклиматность процесса формирования мощности гумусового горизонта может быть климатически обусловленной.

Между значениями Q и продолжительностью периода биологической активности (ПБА) [34]

наблюдается сильная теснота связи ($r = 0.87$). Поэтому, ранее найденная зависимость глубины гумификации ОВ: $H = C \text{ гк/С фк с ПБА}$, имеющая вид зависимости $H = a \cdot \text{ПБА}^m$ (при $m = 3$) [32], может быть использована и при объяснении различий типа гумуса при изменении Q . Черноземы карбонатные Молдавии, как подтип, в определенной мере аналогичный южным, характеризуется довольно большой мощностью гумусового горизонта при незначительной гумусированности, щелочной реакцией по профилю, наличием карбонатов в верхнем слое [38]. Однако при морфологической близости карбонатных и обыкновенных черноземов они существенно различаются по групповому составу гумуса в слое 0–40 см: 1.6–2.1 и 2.9–3.1 соответственно. Как установлено ранее [30], в зависимости предельной мощности гумусового горизонта почв от энергетических затрат на почвообразование выявляется зона значений Q (1040–1080 МДж/м² в год), начиная с которой дальнейший рост гумусового горизонта асимптотически приближается к абсолютному пределу. Соответственно, и у длительности периода биологической активности обнаруживается рубеж, при котором тип гумуса (по С гк/С фк), оставаясь гуматным (свыше 2), находится в равновесии с морфологической зрелостью почвы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Используя хронофункции, обеспеченные эмпирическими данными исследований разновозрастных почв на датированных поверхностях археологических памятников, рассчитаны значения параметров моделей, которые характеризуют процесс формирования во времени гумусового горизонта черноземов Днестровско-Прутского междуречья. Недостовверные различия параметров моделей для почв северной и южно-степной подзон позволяют сделать вывод о близком уровне почвообразовательного потенциала (за период последних 3000 лет), который превышает значения потенциала, характерные для 8000 лет эволюции типичных черноземов Бэльцького округа Северо-Молдавской лесостепной провинции. Расчеты по моделям позволили определить скорости формирования гумусового горизонта черноземов Молдавии в основной период (первые 3000 лет) его роста. На основе максимальных скоростей формирования гумусового горизонта в этот период выстроен следующий убывающий ряд почв: черноземы южно-степной подзоны (до 0.18 мм/год) → черноземы северной степной подзоны (до 0.14 мм/год) → черноземы Северо-Молдавской лесостепной провинции (до 0.09 мм/год).

Региональные хронофункции, учитывающие различия условий почвообразования в подзонах черноземной зоны, могут быть положены в основу метода почвенно-генетической хронологии, то есть метода датирования автономных позиций антропогенных земляных или каменных сооружений, основанного на математической зависимости необратимых генетических почвенных свойств (прежде всего, мощности почвенных горизонтов) от времени. Применяя почвенно-хронологический метод, датированы поверхности Траянова вала на разных его участках с обоснованием первичного сооружения фортификационного рубежа в II–I вв. до н.э. Это открывает для подобного типа памятников (дискуссионных в смысле археологического датирования) новые возможности палеогеографических реконструкций условий природной среды по дифференцированным периодам голоцена путем оценки свойств почв новообразованных на валах и погребенных под ними.

Состояние почвенной системы можно определить через макропараметры системы (скорость, ускорение). Характерное время процесса формирования гумусового горизонта для черноземов южно-степной подзоны составляет ~3000 лет, для черноземов северо-степной подзоны – 5000 лет, а для черноземов лесостепи (Северо-Молдавской провинции) – 6000 лет.

Установлено, что удельные запасы гумуса возрастают к 2000-летнему возрасту, а затем уменьшаются. Причина этого видится в том, что почвы с возрастом >2000 лет сохраняют в «памяти» менее благоприятный, чем современный, период почвообразования. Это нашло свое воспроизведение в ряде свойств погребенных почв под Траяновым валом. Такой период, происшедший, по видимому, в III–II вв. до н.э. наиболее запечатлен в почвах, приуроченных к современной подзоне обыкновенных черноземов. К югу обстановка была более стабильной, либо проявилась большая степень инертности южных черноземов.

Современный почвообразовательный потенциал климата определяет пространственную дифференциацию на уровне почвенно-климатических зон и подзон, но из-за высокого энергопотенциала почвообразования на территории Днестровско-Прутского междуречья ослабевает климатическая обусловленность морфологического строения почвенного профиля и усиливается функциональная составляющая развития.

Авторы благодарны Л.Ю. Полищук, В.Г. Петренко, д.ист.н. И.В. Бруяко, Ю.А. Черниенко за помощь в проведении археологических датировок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александровский А.Л., Александровская Е.И.* Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
2. Археологическая карта Молдавской ССР. Вып. 2 / Под ред. В.И. Маркевич. Памятники эпох неолита и энеолита. Кишинев: Штиинца, 1973.
3. *Бондарь Р.Д.* Некоторые проблемы истории Нижнедунайского лимеса // Вестник древней истории. 1973. № 3. С. 144–159.
4. *Брун Ф.* Заметки, относящиеся к древней топографии Новороссийского края и Бессарабии. Одесса, 1856. 27 с.
5. *Волобуев В.Р.* Энергетика почвообразования // Изв. АН СССР. Сер. биол. 1959. № 1. С. 45–54.
6. *Волонтир Н.Н.* К истории растительности юга Молдавии в голоцене // Четвертичный период. Палеонтология и археология. Кишинев: Штиинца, 1989. С. 90–97.
7. *Голеусов П.В., Лисецкий Ф.Н.* Воспроизводство почв в антропогенно нарушенных ландшафтах лесостепи. М.: ГЕОС, 2009. 210 с.
8. *Гудкова А.В. и др.* Археологические памятники Одесской области (Справочник). Одесса, 1991. 184 с. + 39 рис.
9. *Данилов Н.И.* Микроэлементы в погребенном черноземе Траянова вала и пашенном черноземе карбонатном // Микроэлементы в сельском хозяйстве Молдавии. Кишинев, 1977. С. 37–39.
10. *Дзенс-Литовский А.И.* Геологический возраст донных солевых отложений минеральных озер // Природа. 1936. № 12. С. 42–57.
11. *Дзиговский А.Н., Лисецкий Ф.Н.* Педохронологические аспекты датировки Нижнего Траянова вала // Археология и этнология Восточной Европы: материалы и исследования: Сб. научных работ, посвященный 60-летию В.Н. Станко. Одесский государственный университет им. И.И. Мечникова. Одесса, 1997. С. 229–238.
12. *Дмитрук Ю.М., Матвіїшина Ж.М., Слюсарчук І.І.* Грунти Траянових валів: еволюційний та екологічно-генетичний аналіз. Чернівці: Рута, 2008. 228 с.
13. Журнал Министерства народного просвещения. 1838. Т. 17. С. 496.
14. *Иванов Г.И., Шмуратко В.И.* Об особенностях колебаний уровня Черного моря в послеледниковое время // Водные ресурсы. 1982. № 3. С. 139–146.
15. *Иванов И.В.* Эволюция почв степной зоны в голоцене. М.: Наука, 1992. 144 с.
16. *Иванов И.В., Лисецкий Ф.Н.* Сверхвековая периодичность солнечной активности и почвообразование // Биофизика. 1995. Т. 40. Вып. 4. С. 905–910.
17. *Ириневиц А.Д., Пригорская А.М.* К истории почвенного покрова юга Молдовы // Почвы Молдовы и их изменение в условиях интенсивного земледелия. Кишинев: Штиинца, 1991. С. 101–112.
18. *Константинова Т.С., Дарадур М.И.* Изменение региональной климатической системы Молдовы. Температура воздуха (Вековые и внутривековые колебания) // Геоэкологические исследования в Республике Молдова. Кишинев, 1994. С. 41–47.
19. *Константинова Т.С., Недялкова М.И.* Особенности климатических изменений на территории Республики Молдова // Изменения состояния окружающей среды в странах содружества в условиях текущего изменения климата. М.: Медиа-Пресс, 2008. С. 183–187.
20. *Кременецкий К.В.* Палеоэкология древнейших земледельцев и скотоводов Русской равнины. М., 1991. 193 с.
21. *Крупеников И.А.* Погребенные почвы Нижнего Траянова вала и некоторые вопросы палеопочвоведения // Охрана природы Молдавии. 1960. Вып. 1. С. 55–69.
22. *Крупеников И.А.* Черноземы Молдавии. Кишинев: Картя Молдовеняскэ, 1967. 427 с.
23. *Крупеников И.А.* История почв в голоцене (исследование ископаемых почв) // Почвенный покров Молдовы: прошлое, настоящее, управление, прогноз. Кишинев: Штиинца, 1992. С. 52–70.
24. *Крупеников И.А., Боинчан Б.П.* Черноземы и экологическое земледелие. Бэлць, 2004. 169 с.
25. *Кудяров В.Н., Демкин В.А., Гиличинский Д.А., Горячкин С.В., Рожков В.А.* Глобальные изменения климата и почвенный покров // Почвоведение. 2009. № 9. С. 1027–1042.
26. *Лисецкий Ф.Н.* Модель трендовой составляющей голоценового почвообразования // Доклады АН Украины. Математика, естествознание, технические науки. 1994. № 11. С. 149–152.
27. *Лисецкий Ф.Н.* Почвенные катены в археологических ландшафтах // Почвоведение. 1999. № 10. С. 1213–1223.
28. *Лисецкий Ф.Н.* Агрогенная трансформация почв сухостепной зоны под влиянием античного и современного этапов землепользования // Почвоведение. 2008. № 8. С. 913–927.
29. *Лисецкий Ф.Н., Голеусов П.В.* Почвенно-хронологические исследования археологических памятников Таманского полуострова // Донская археология. 2002. № 3–4 (16–17). С. 102–112.
30. *Лисецкий Ф.Н., Ергина Е.И.* Развитие почв Крымского полуострова в позднем голоцене // Почвоведение. 2010. № 6. С. 643–657.
31. *Могиланский Н.К.* Географический очерк о Бессарабии. 1910. 87 с.
32. *Морозов А.И.* О связи периода биологической активности и глубины гумификации // Почвоведение. 1993. № 5. С. 118–120.
33. *Новиков Ю.Ф., Истрати А.К.* Эволюция техники земледелия и проблема эрозии. Кишинев: Штиинца, 1983. 211 с.
34. *Орлов Д.С., Бирюкова О.Н.* Гумусное состояние почв как функция их биологической активности // Почвоведение. 1984. № 8. С. 39–49.

35. Орошение на Одессине. Почвенно-экологические и агротехнические аспекты / Под ред. И.Н. Гоголева, Р.А. Баера, А.Г. Кулибабина и др. Одесса, 1992. 436 с.
36. *Пармакли С.И., Руссев Н.Д.* К истории изучения античных памятников Бессарабии // *Stratum Plus*. 1999. № 3. С. 359–368.
37. *Попова Т.А.* Древние земледельцы Среднего Поднестровья в IV–III тыс. до н.э. (по материалам поселения Поливанов Яр) // *Ранние земледельцы. Этнографические очерки*. Л.: Наука, 1980. С. 43–58.
38. Почвы Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1984. Т. 1. 352 с.
39. Развитие учения о времени в геологии. Киев: Наукова думка, 1982. 416 с.
40. Статистические параметры состава и свойств почв Молдавии. Кишинев, 1978; 1981. Ч. 1, 2.
41. Статистическое описание Бессарабии собственно так называемой, или Буджака. Аккерман, 1899. 523 с.
42. *Таргульян В.О.* Развитие почв во времени // *Проблемы почвоведения (советские почвоведы к XII Международному конгрессу почвоведов)*. М.: Наука, 1982. С. 108–112.
43. Черноземы СССР (Украина). М.: Колос. 1981. 256 с.
44. *Янушевич З.В.* Культурные растения Северного Причерноморья (палеоботанические исследования). Кишинев: Штиинца, 1986. 91 с.
45. *European Commission.* Towards a thematic strategy for soil protection COM.2002. № 179. final.
46. *Goleusov P.V., Lisetskii F.N.* Soil development in anthropogenically disturbed forest-steppe landscapes // *Eurasian Soil Science*. 2008. V. 41. № 13. P. 1480–1486.
47. *Tsatskin A., Gendler T.S., Heller F.* Improved paleopedological reconstruction of vertic paleosols at Novaya Etuliya, Moldova via integration of soil micromorphology and environmental magnetism // *New trends in soil micromorphology* / Eds.: S. Kapur et al.: Springer–Verlag Berlin Heidelberg, 2008. P. 91–110.