

ПОЧВЕННЫЕ КАТЕНЫ В АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ЛАНДШАФТАХ

© 1999 г. Ф. Н. Лисецкий

Белгородский государственный университет

Поступила в редакцию 28.07.98 г.

Изучены педотопокатены на искусственных сооружениях 360-1800-летнего возраста в подзонах черноземов типичных, обыкновенных, южных и темно-каштановых почв Восточно-Европейской равнины. При обсуждении феномена слабой зависимости мощности некоторых зональных типов почв от уклонов приводятся доказательства большей скорости формирования гумусового горизонта почв на склонах по сравнению с плакорами. Показано, что соотношения между мощностью генетических горизонтов в пределах гумусового профиля обладают большими информационными возможностями для оценки скорости эрозии-почвообразования. Предложен путь количественной оценки потенциальных скоростей почвообразования на склонах.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

В последние десятилетия благодаря значительным результатам, достигнутым в почвенно-эволюционном направлении исследований, стала возможной временная развертка голоценовой эволюции зональных почв для условий автоморфного их развития. Необходимость изучения чаще представленной в природе ситуации - сингенетичного почвообразованию развития денудационных процессов - побуждает сочетать традиционное профильное представление о почве с позиционно-динамическим подходом [23]. Для этой цели требуется исследовать территориально смежные почвы, связанные по градиенту горизонтальных вещественно-энергетических потоков.

Необходимое единство понятий почва-профиль и почва-покров [12] позволяет осуществить концепцию катены. В почвоведении под катеной или катенарным комплексом (термин предложен Мильни (Milne) [40], а позже это понятие получило конкретизацию в работах [30,41-43 и др.]) понимается последовательность почвенных разновидностей, сформировавшихся, как правило, на одних и тех же почвообразующих породах, но при различных высотном уровне, уклоне рельефа и неодинаковых характеристиках стока воды. Склонная дифференциация поверхностного стока (при сходных инфильтрационных свойствах почв) определяет различия в глубинах затухания процесса ассимиляции подгумусовых горизонтов почв и представляет одну из важнейших причин закономерного изменения морфологического строения почвенных профилей на топокатене. Постепенно понятие катена стало шире: к почвенно-гидрологическому содержанию термина прибавилось почвенно-картографическое, почвенно-генетико-географическое, а в последние десятилетия - и почвенно-эволюци-

онное содержание [15]. В частности, Геннадиев [7] разработал представление о пространственно-временных моделях почвообразования. Они основываются на таких объектах исследования, в которых членами хронорядов выступают не отдельные почвы, а сочетания их разновидностей, приуроченных к разным формам рельефа, типам почвообразующих пород или растительности, т.е. хроноряды педотопокатен, педолитокомбинаций и педофитокомбинаций.

Усилиями биоэкологов склоновые изменения почв стали рассматриваться во взаимосвязи с изменениями биоты. Соответственно сформировалось представление о катене как о полигоне, где происходят эволюция почв, сукцессии растительного покрова и животного населения [26]. По этой концепции пространственно-временная поликлимаксность в равной мере относится и к почвам, и к растительности. Поэтому важно учитывать, что зонально-провинциальный эталон финальной стадии развития растительности - климатическая климаксная ассоциация на уровне мезо- и микроформ рельефа эволюционно разветвляется (бифурцирует) в мозаику топографических, микроклиматических, эдафических "климаксов". Логичным завершением комплексного представления о закономерной смене характеристик компонентов ландшафта по градиенту рельефа стало обоснование позиционно-динамических ландшафтных структур (ландшафтных полос, стрий [24,29], склоновых микрозон ландшафта [25], парагенетических природных комплексов [3]). Последовательная интеграция фаций, имеющих общее положение относительно рубежной смены интенсивности горизонтальных вещественно-энергетических потоков, в ландшафтные полосы, последних - в ярусы и парадинамический район [23] позволяет наиболее

полно учесть природные сопряжения по топографическому градиенту. В исследовательских целях для более точного сопоставления почв с факторами и процессами почвообразования оправдана группировка объектов таким образом, чтобы один из факторов был переменным, а другие относительно постоянными. В отличие от макрокатен, где почвы, как правило, разновозрастны на отдельных геоморфологических уровнях [1, 2, 35], изучение катен в археологических ландшафтах (антропогенных ландшафтах с селитебными зонами, оборонительными и погребальными сооружениями) позволяет представить эволюцию почвенного покрова с фиксированным единым нуль-моментом по шкале абсолютного времени. Вместе с тем геоморфологические условия, прежде всего кривизна рельефа, обуславливают формирование разнотайных почв, различающихся относительным возрастом. Причем, как и для хронорядов, нестационарность биоты определяет необходимость фактического рассмотрения на катене систем почва-растение.

Цель работы заключалась в установлении закономерностей морфологического строения почв на топокатенах известного абсолютного возраста, а также перспектив расчета потенциальных скоростей почвообразования через математическое описание распределения мощности гумусового горизонта по профилю склона.

РАЙОН, ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изучения выбраны шесть педотопокатен на искусственных сооружениях 360-1800-летнего возраста в подзонах черноземов типичных, обыкновенных, южных и темно-каштановых почв Восточно-Европейской равнины (на территории России, Молдавии и Украины). Датировки начала почвообразовательного процесса установлены преимущественно по археологическим и историческим данным.

1. *Российская Федерация, Белгородская обл.* Оборонительная линия длиной почти 800 км, созданная в 1635-1646 гг. вдоль южной окраины Русского централизованного государства - "Белгородская засечная черта". Земляной вал от Белгорода к Болховцу и Карпову "сооружался с 1 июля 154 г. [1636 г.] до 15 сентября 155 г. [1637 г.] силами белгородцев - служивых людей на протяжении 8 верст и 514 сажень (при версте в 700 саж.)... шириною в 3 сажня, высотой в 1.5 сажня [3.2 м], со рвом" [14, с. 75-76]. Ныне в пределах Болховецкого участка сохранилось 4154 м (37.8%) вала и рва [31]. Почвенно-геоморфологический профиль (длина 20.3 м) был заложен в направлении от вершины насыпи некогда стоявшей здесь деревянной сторожевой башни ко рву вала. Фоновые

почвы - черноземы типичные среднемощные малогумусные.

2. *Молдавия, Вулкунештский район, и Украина, Одесская обл., Болградский район.* Нижний Траянов вал длиной 126 км, сооруженный римлянами в первой половине II в. н.э. для усиления обороны нижнедунайского лимеса после создания новой провинции Дакия [11]. Изучен участок вала, примыкающий к правому берегу р. Б. Ялпут. Фоновые почвы - черноземы обыкновенные мицелярно-высококарбонатные малогумусные.

3. *Украина, Одесская обл., Белгород-Днестровский район.* Змиев вал, датированный по найденному под ним поселению Н-Ш вв. н.э., серединой IV в. н.э. По результатам топографической съемки 1870-1877 гг. этот вал ("Змеиный") тянулся вдоль правого берега Днестровского лимана от Акермана (современного Белгорода) к северу на протяжении 12 км. Изучен участок вала длиной 1-2 км к северу от с. Садовое. Фоновые почвы - черноземы обыкновенные мицелярно-карбонатные малогумусные.

4. *Украина, Одесская обл., Овидиопольский район, левый берег Днестровского лимана.* Территория (3.8 га) древнегреческого городища Никоний (начало почвообразования - IV в. н.э.). В зоне жизнедеятельности с отчетливым культурным слоем изучен задернованный склон юго-западной экспозиции, короткий период (с 1910 г.) имевший земледельческое использование. Фоновые почвы - черноземы южные малогумусные среднесуглинистые.

5. *Украина. Республика Крым.* 29 км к западу от г. Керчи. Узунларский, или Аккосов, вал длиной 36 км. Даты сооружения противоречивы, ясные свидетельства более поздних подсыпок. Почвенно-хронологическим методом, основанным на расчете времени образования почвы по мощности ее гумусового горизонта (подробнее см. [19]), датирован II в. н.э. Фоновые почвы - черноземы солонцеватые на плотных засоленных глинах.

6. *Украина, Николаевская обл., Березанский район.* Южная оконечность полуострова, образованного в месте слияния Березанского и Сосицкого лиманов. Оборонительные сооружения городища Мыс I, с напольной стороны на протяжении 210 м отделенного сдвоенной системой в виде рва-земляного вала-рва и каменной стены. Их устройство относится к рубежу нашей эры - началу I в. н.э. [4, с. 58], а во время правления Антонина Пия (138-161 гг. н.э.), когда варвары разгромили городища на Бугском лимане, но не дошли до Березанского, возможно, остановленные присланными из Нижней Мезии римскими войсками, рвы углублялись [4, с. 134]. За руинами оборонительных сооружений до середины III в. н.э. существовало неукрепленное черняховское поселе-

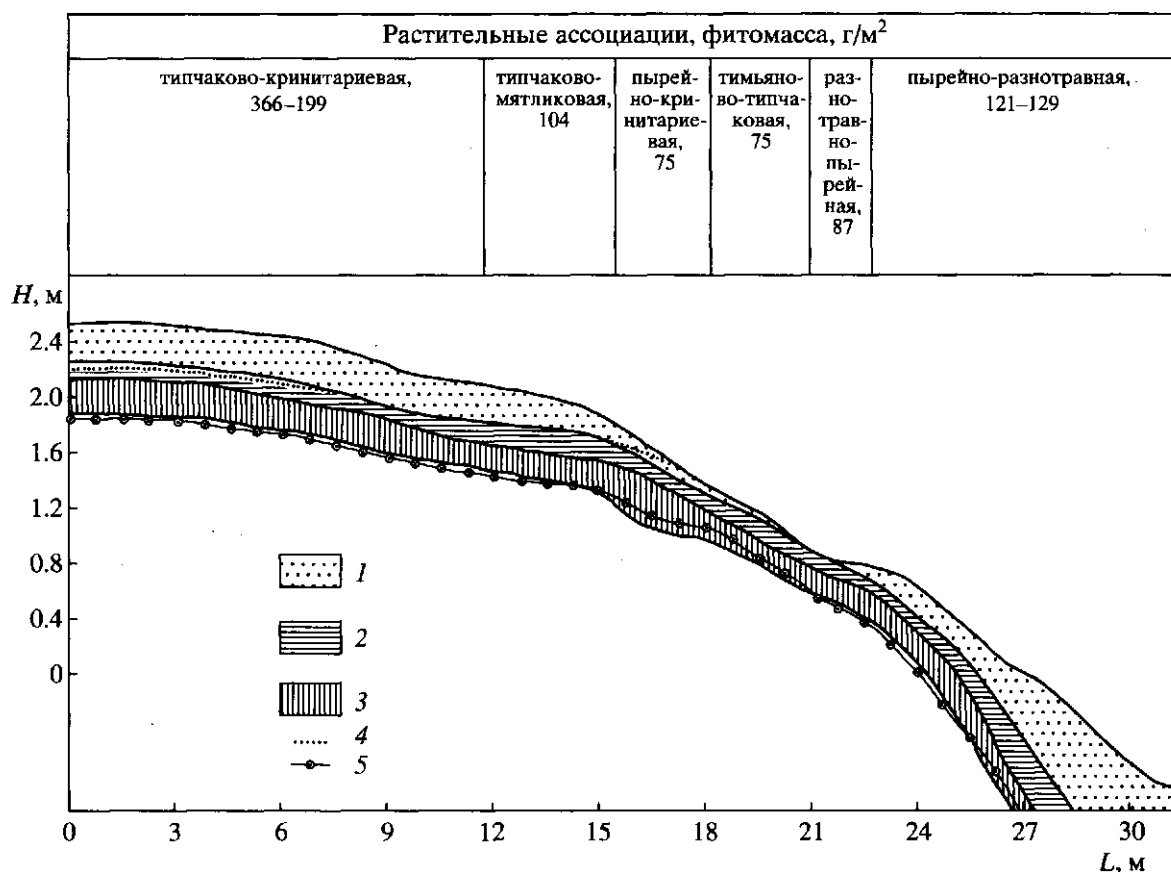


Рис. 1. Катена с полноголоценовыми южными черноземами, пастбище. Генетические горизонты почвы: 1 - А; 2 - АВ1; 3 - Вса; 4 - глубина вскипания от НС1; 5 - верхняя граница белоглазки.

ние. Фоновые почвы - темно-каштановые остаточно-слабосолонцеватые тяжелосуглинистые.

Для сравнения использованы данные по катене в балке Глубокой (Одесская обл., Коминтерновский район) с полноголоценовыми южными черноземами (рис. 1), а также почвенно-геоморфологические профили на распаханых склонах в Коминтерновском районе (чернозем южный, западная экспозиция, длина 600 м, средний уклон 2.5°), Овидиопольском районе (чернозем южный, восточная экспозиция, длина 200 м, крутизна 2.4°), Ивановском районе Одесской обл. (чернозем обыкновенный маломощный, западный склон длиной 630 м, крутизной 2° и восточный склон длиной 780 м, крутизной 3°).

Основной метод исследования - комплексное изучение непрерывных траншей на каждой педотопокатене, включавшее получение морфометрических характеристик рельефа (путем детального нивелирования), а также почвенно-генетических и фитоценологических данных (название ассоциации и сухая масса зеленых частей). Цвет почв приведен по шкале Манселла (Munsell soil color charts, 1975).

При анализе предрасположенности каждого почвенного профиля топокатены к потенциальному воздействию водно-эрозионного процесса сопоставимость достигалась путем расчета средней взвешенной скользящего значения рельефной функции - $\Phi(B; J)$. Опираясь на ее структуру, обоснованную в работе [37], и введя, согласно [33], корректировочные коэффициенты влияния факторов рельефа на эродируемость почв, использована рельефная функция вида

$$\Phi(B; J) = X_{ri} J^n L^{0.5}, \tag{1}$$

где X_{ri} - коэффициент, учитывающий влияние экспозиции и формы склона; J - уклон, %; L - длина склона, м; n - показатель степени, зависящий от характера подстилающей поверхности и почв.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Изучение распределения растительности в пределах катен, дополненное результатами по сукцессиям на разновозрастных культурных слоях поселений 1600-3500-летнего возраста [22], показало, что растительность отражает факторы среды быстрее, чем почвы. Если растительный

Морфологическое строение почв, сформированных на оборонительных валах

Местоположение	Интенсивность смыва (намыва)	Мощность горизонта, см		АН, мм/год
		А	А + АВ	
<i>Болховецкий участок "Белгородской черты" (чернозем типичный)</i>				
Вершина (ширина 4.6 м) насыпи сторожевой башни	Нет	13	17	0.47
Верхняя часть склона крутизной 15.5°	Слабая	11	14	0.40
Вогнутая нижняя часть склона (11.3°) и его подошва	Слабая аккумуляция	Нет	19	0.53
<i>Змиев вал (чернозем обыкновенный мицелярно-карбонатный)</i>				
Привершинная часть	Слабая	19	37	0.22
Верхняя часть восточного склона	»	15	35	0.21
Пониженная к северу привершинная часть	Средняя	Нет	23	0.14
<i>Нижний Траянов вал (чернозем карбонатный)</i>				
Привершинная часть юго-восточного склона, уклон 3°	Слабая	8	40	0.20
Привершинная часть северо-восточного склона, уклон 3°	»	19	30	0.15
Привершинная часть северного склона, уклон 2-3°	»	6	30	0.15
Нижняя часть северного склона	Средняя	13	26	0.13
Нижняя треть слегка вогнутого северного склона, уклон 3-5°	Слабая аккумуляция	30	52	0.26
Ров вала	Аккумуляция	192	295	1.48
<i>Узунларский вал (чернозем на плотных глинах)</i>				
Вершина	Нет	16	31	0.17
Привершинная часть	Слабая	15	28	0.16
<i>Вал городища Мыс (темно-каштановая почва)</i>				
Вершина	Нет	15	30	0.16
Привершинная часть	Слабая	14	27	0.15
Верхняя часть южного склона, уклон 2°	»	12	26	0.14
Нижняя часть южного склона, уклон 4°	Слабая аккумуляция	26	33	0.18
Днище рва между двумя валами	Аккумуляция	36	84	0.46

покров через два-три тысячелетия формирует надземную фитомассу, достигающую 80-84% от оценок для полноголоценовых аналогов, то мощность гумусового горизонта для почв с возрастом 16-18 веков составляет 66% от эталона, а через 22-32 века - 79%.

Как было установлено ранее [20], среднегодовые скорости формирования гумусового горизонта почв, характеризующие биоклиматические условия субатлантического периода голоцена (последних 2500 лет), оцениваются: для черноземов обыкновенных 0.20-0.25, для черноземов южных, в том числе мицелярно-карбонатных 0.18-0.23, темно-каштановых почв 0.15-0.20 мм/год. Закономерное снижение скорости почвообразования от лесостепи к сухой степи отражают и почвы в автоморфных местоположениях катен (таблица). Мощность гумусового профиля, результирующая процессы водно-эрозионного разрушения или аккумуляции и почвообразования, по-разному дифференцирована в пределах педотопокатен.

На катене вала Белгородской засечной черты средняя взвешенная мощность гумусового горизонта в пределах склоновой части (длиной 14 м со средним уклоном 9.8°) составила 16.85 см, что практически совпадает с параметрами автоморфных условий (по 32 измерениям $H = 16.98 \pm 1.54$ см, коэффициент вариации (C_v) - 5.1%).

В пределах катены, сформированной за 1600 лет на территории городища Никоний (рис. 2), склоновая часть длиной 22 м и средним уклоном 6.1° характеризуется меньшими по сравнению с автоморфными условиями запасами зеленой фитомассы разнотравно-типчковой ассоциации (по учетам середины мая в 2.2 раза). При этом средняя взвешенная по длине катены мощность гумусового горизонта меньше всего лишь на 3 см, а вместе с нижним переходным (В1) - на 7 см (мощность этих горизонтов на приводораздельной части катены при том же возрасте достигала 39 и 66 см соответственно). Таким образом, скорость формирования гумусового горизонта южных

черноземов на восточной границе теплой южно-европейской фации в среднем за 16 веков оценивается и для автоморфных условий, и для склоновых местоположений близкими величинами - 0.23-0.24 мм/год. Полноголоценовый аналог этой катене - склон западно-северо-западной экспозиции длиной 32 м и крутизной 5.55°, используемый под периодический выпас, отличается быстрой сменной мощностью почв по топографическому градиенту. В приводораздельной части чернозем южный слабосолонцеватый песчано-тяжелосуглинистый имеет мощность гор. А 35 см, гумусового горизонта А + АВ1 - 55 см. В склоновой части почвенно-геоморфологического профиля (длина 22 м, средний уклон 4.7°) в связи с усилением эродированности мощность гумусового горизонта уменьшается с 42 до 11 см, верхняя граница карбонатных новообразований поднимается с 71 до 31 см. Соответственно фитомасса зелёных частей растительных ассоциаций уменьшается в 2.7-4.9 раз. Хотя определенная связь общей мощности гумусового горизонта с величинами рельефной функции (1) выявляется, но более строго, как и для катены городища Никоний, она устанавливается в случае замены мощности гор. А + АВ на отношение мощностей гор. АВ и гор. А. Причем, по всей видимости, различие возраста катен можно объяснить ту особенность, что почвы с одинаковыми отношениями мощностей АВ : А по мере увеличения продолжительности почвообразования представлены в более эрозионноопасных местоположениях рельефа.

Особенность почвообразования на Змиевом валу обусловлена тем, что стратиграфия насыпи имеет преимущественно инверсионный характер, т.е. в верхней части профиля значительно участие карбонатных переходных горизонтов почв. Даже после 16 веков выщелачивания $CaCO_3$ в гумусовом горизонте новообразованной почвы содержание карбонатов (5.6%) все еще было выше, чем карбонатность погребенной насыпи, не охваченной почвообразованием (на глубине 37-161 см - 4.1%). Это, надо полагать, наряду со спецификой рельефа замедляло формирование гумусового горизонта, что морфологически подтверждается наличием у нижней его границы слоя мощностью 5-7 см, активно измененного физическими и биогенными процессами структурообразования, но без гумусового флёра. Вдвое большее количество $CaCO_3$ (11.8%) осталось в гумусово-аккумулятивной толще Узунларского вала.

На искусственных топокатенах оборонительных рубежей городища Мыс земляной вал-ров (катена 1) и каменная стена-ров (катена 2) (рис. 3) за 1800 лет сформировался хорошо диагностирующий различные местоположения почвенно-растительный покров, к сожалению, трансформированный двумя рядами лесопосадок конца 60-х гг. XX в. Растительные ассоциации, связанные с ав-

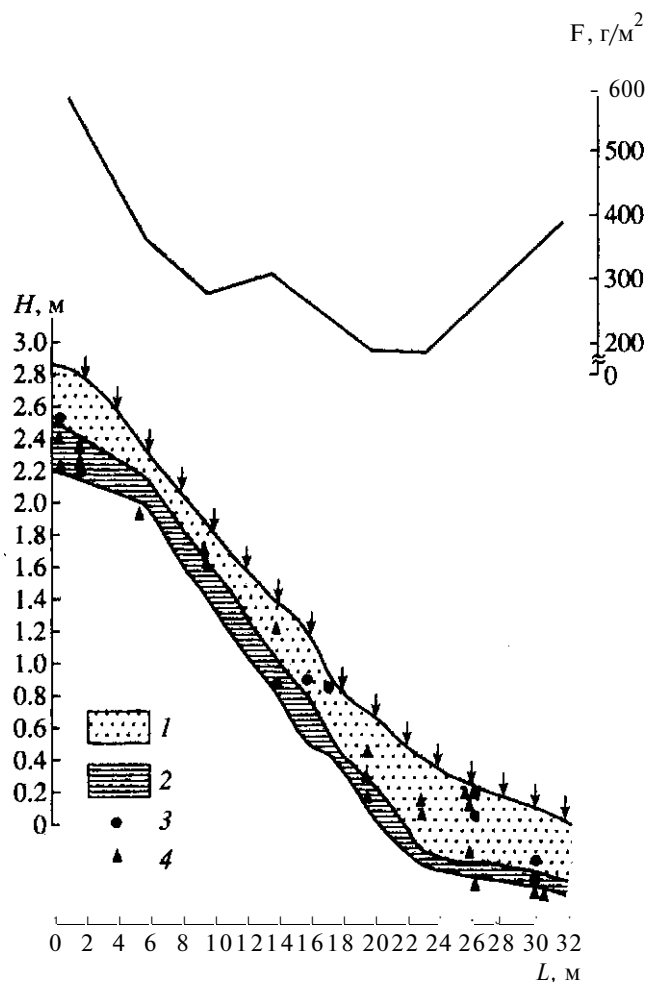


Рис. 2. Катена IV в. н.э. с черноземами южными на территории городища Никоний. Генетические горизонты: / - А; 2, - АВ1; 3 - включения керамики; 4 - включения известняка. F - фитомасса надземного яруса.

тономными и склоновыми (транселювиальными) местоположениями, имеют, как правило, максимальную продуктивность зеленой фитомассы (учеты июня) - от 260 до 500 г/м². На гетерономных позициях (днище рва) продуктивность увеличивается до 1127 г/м² (ров катены 1).

На склонах парагенетическую систему почвенных горизонтов необходимо рассматривать по сечению, перпендикулярному поверхности [13]. Склоновые почвы только в нижней части катен характеризуются морфологическим строением, присущим профилю модальных темно-каштановых почв и включающим гумусовый гор. А, верхний переходный гор. В1 и нижний переходный гор. В2са. По мощности эти горизонты соотносятся как 1 : 0.3 : 0.6 (подножье микросклона катены 1). На переходе к подчиненным ландшафтам (при уклонах 1°-2°) сохраняется трехчленное строение профиля, но эти почвы характеризует

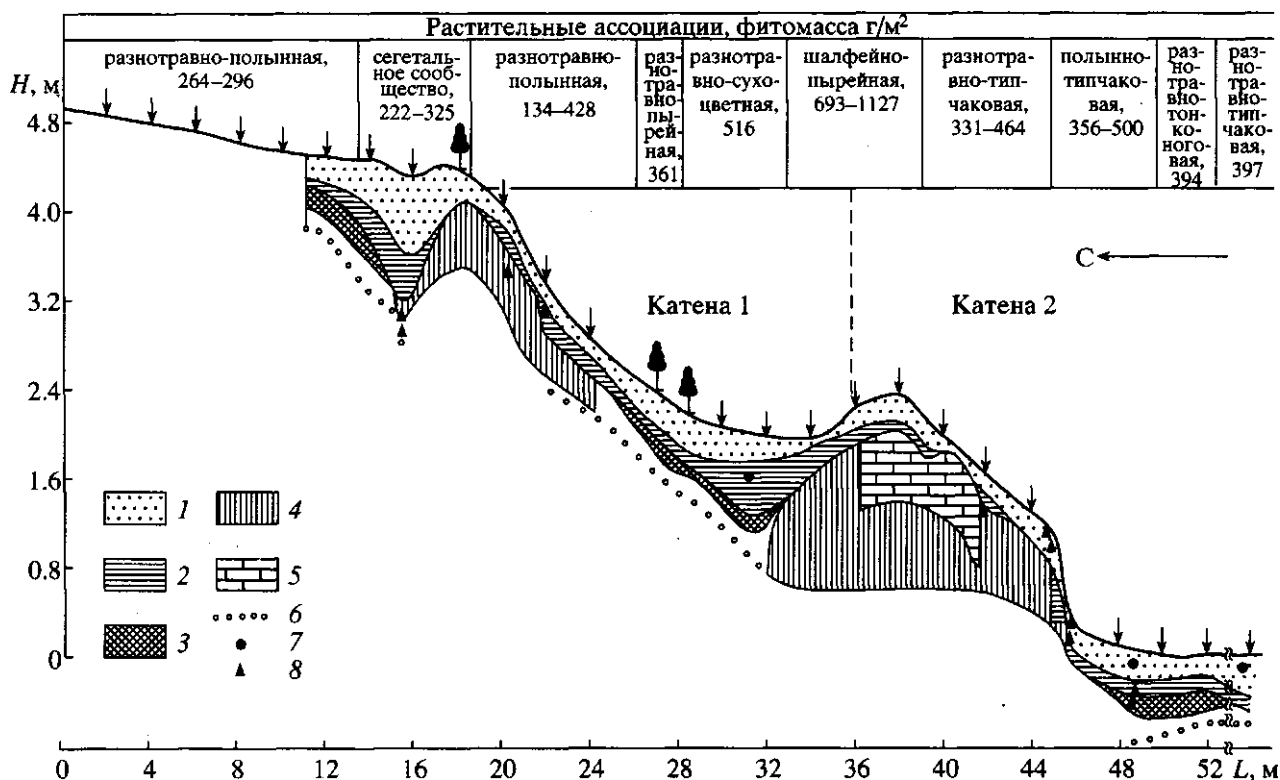


Рис. 3. Катены П в. н.э. с темно-каштановыми почвами на оборонительных сооружениях городища Мыс. Генетические горизонты почвы: 1 - A, 2 - B1; 3 - B2; 4 - земляная насыпь валов; 5 - оборонительная стена из известняка; 6 - верхняя граница горизонта концентрации белоглазки; 7 - включения керамики, костей; 8 - включения известняка.

другое соотношение мощностей генетических горизонтов (1 : 1.2 : 0.5).

В качестве контроля в 8 м к северу от напольного рва городища Мыс был заложен разрез полноголоценового эталона - темно-каштановой остаточно-слабосолонцеватой тяжелосуглинистой почвы под ковыльной ассоциацией. Приведем описание морфологического строения этого профиля: гор. АО (0-8 см) - гумусово-дернинный, темно-бурый (10 YR 4/4), порошисто-зернистый; гор. А (8-31 см) - гумусовый, элювиированный, структура пылевато-зернистая, много копролитов, бурый (10 YR 4/3), заметная кремнеземистая присыпка; гор. В1 (31-50 см) - верхний переходный, буровато-серый (10 YR 5/3), ореховатый; гор. В2са (50-63 см) - нижний переходный, неоднородно окрашенный гумусом, основной цвет ярко-бурый (7.5 YR 5/6), ореховато-призматической структуры, с глубины 53 см вскипает от НС1; гор. ВСса (63-88 см) - иллювиально-карбонатный, желтовато-бурый (10 YR 5/6), призматической структуры, наиболее плотный, с глубины 82 см - горизонт концентрации белоглазки, с глубины 2.7 м появляются кристаллы и друзы гипса.

Фиксированность абсолютного возраста почвенного покрова на искусственных геоморфоло-

гических поверхностях позволяет количественно оценить влияние местоположений и микроландшафтных условий на дифференциацию почв по шкале относительного возраста. Таким образом, в каждой катене заключены временные структуры (через характер позиционных соседств).

Сопоставление с полноголоценовой почвой показало, что структурная дифференциация профиля в транзитно-аккумулятивных местоположениях за 1800 лет достигает завершенности, близкой целинным аналогам (1:1:0.5). Вершины земляного вала и каменной стены представляют собой уникальные модели развития, которые реализуют потенциал зонального почвообразовательного процесса, обусловленный биоклиматической спецификой последнего макроцикла голоцена - субатлантического. Обследования периферийных (прибрежных) участков линий обороны городища Мыс, которые не были затронуты лесомелиоративными работами, а также селитебной зоны середины Ш в. н.э. показали, что среднегодовая скорость формирования гумусового горизонта на двух видах субстратов (лёссовидный суглинок и известняк) составляла 0.16 мм/год (1.9 т/га в год). На транзитных позициях педотопокатены сформировался гумусовый горизонт (А + В) средней мощностью 28 см. При сравнении с близлежащими целинными аналога-

ми и определениями по 144 почвенным разрезам в Нижнем Побужье это составляет 50% норматива мощности полноголоценового аналога. Учитывая, что склоновые почвы формировались под постоянным воздействием водно-эрозионного процесса, а результат от деления мощности гумусового горизонта на время почвообразования (0.155 (0.11–0.20) мм/год) близок к скорости почвообразования на относительно ровных местоположениях, трудно удержаться от вывода о большей скорости формирования гумусового горизонта на склонах по сравнению с плакорами. Отсутствие зависимости мощности гумусового горизонта темно-каштановых целинных почв от уклонов при изменении последних в довольно широком диапазоне обнаруживали и другие исследователи [18]: мощность гор. А1 + ВТ на водоразделах составляла 40.5 см ($C_{y} = 14.8\%$), на уклонах 4° – 9° – 45.7 см ($C_{y} = 21.7\%$), на уклонах 9° – 15° – 49.5 см ($C_{y} = 14.0\%$). При обсуждении этого феномена Ларионов высказал предположение, что основная причина заключается в слабой дифференциации степени увлажнения по элементам мезо- и микрорельефа склонов в условиях семиаридного климата сухой степи. Однако приведенные выше данные, по нашему мнению, поддаются более убедительной интерпретации в том случае, если принять гипотезу о различных скоростях формирования гумусового горизонта для разновозрастных (по шкале внутреннего времени) склоновых почв [19]. Гумусовый горизонт почв нижних частей склонов и во рву формировался (при значительной роли аккумуляции наносов) со средней скоростью 0.4 мм/год. Во внутреннем рву (катены 1) на 1 м ширины микросклона приходится 2.7 т аккумулятивной почвы. Отграничение рва с севера земляным рвом, а с юга – каменной стеной определило основной источник поступления наносов – смыв с микросклонов преимущественно южной экспозиции и в определенной степени – транзит наносов по тальвегу рва с востока при длине линии тока 66 м. Южный склон земляного вала имеет длину 10 м и средний уклон около 12° (катена 1, рис 3). Известно, что южные склоны по сравнению с северными более эродированы, но установлено также, что почвы на склонах южной экспозиции, имея меньшую гумусированность, отличаются более быстрым круговоротом веществ, расширенным отношением активного гумуса к пассивному [8]. Это позволяет полагать, что при такой специфике гумусообразования на склоне южной ориентации создаются благоприятные предпосылки для активизации почвообразования. Наличие искусственной геоморфологической ловушки наносов с фиксированной датой ее наполнения позволяет оценить суммарную, включающую эрозионные потери, скорость почвообразования на склоне. На топокатене 1 при среднегодовой интенсивности водно-эрозионных

потерь почвы 1.3–1.5 т/га средняя за 18 последних веков реконструируемая скорость почвообразования могла составить 0.23 мм/год (после приведения величин плотности склоновых и делювиальной почв – 2.4 т/га). Эта величина в 1.26–1.44 раза превышает указанную выше среднегодовую скорость почвообразования в автономных условиях, что согласуется с расчетной величиной превышения (в 1.3 раза) по модели формирования гумусового горизонта почв [19].

Начиная с работ В.В. Докучаева, постепенно утвердился подход, согласно которому морфологическое строение склоновых почв в достаточной и полной мере может быть объяснено интенсивностью водно-эрозионного процесса, зависящей, прежде всего, от геоморфологических условий. Это нашло отражение в существующих методах диагностики и классификации эродированных почв. Положенное в основу этих методов допущение, что склоновые почвы разных экспозиций до начала земледельческого освоения имели параметры морфологического строения, аналогичные параметрам почв водораздельных пространств, не во всех случаях находит подтверждение [8, 9, 38 и др.].

Уже в ранних работах почвоведов и эрозиоведов было отмечено, что помимо зависимости от рельефа (уклона, длины склона, его формы) склоново-эрозионные процессы создают на разноэкспонированных склонах и в различных местоположениях своеобразные условия среды для развития растений, что влияет на специфику гумусонакопления. Так, Костычев [17] доказывал, что различия в гумусированности склоновых почв обусловлены не влиянием эрозии, а дифференциацией воздействия факторов почвообразования, прежде всего, растительности. По его данным, черноземы лесостепи на водоразделах имели до 8.5% гумуса, на северных склонах – 8.4, на западных и восточных – до 8.2 и лишь на южных склонах – до 5.7%. Проведенное А.И. Набоких в начале XX в. исследование черноземов степи Подольской губернии (1150 определений гумуса) показало, что в начале периода ускоренного развития эрозии гумусированность почв на плакорах и склонах различалась лишь на 11–12 отн. %.

По результатам исследования зависимости мощности перегнойно-аккумулятивного горизонта от особенностей рельефа (уклон, экспозиция) Ларионов [18] предложил выделить две группы почв: первая – каштановые, сероземы, бурые горно-лесные, которые в нераспаханном состоянии слабо зависят от рельефа, и вторая – черноземы, гумусовые горизонты которых тесно связаны с геоморфологическими условиями. В этой связи для ряда изученных нами почв (южной и сухой степи) характеристика общей мощности гумусовых горизонтов на топокатенах с природной

растительностью может оказаться малоинформативной. Это определяет необходимость поиска таких показателей структурной организации почвенного профиля, которые могли бы диагностировать специфику проявления компенсационного механизма почвообразования в условиях склоново-распределенной интенсивности водно-эрозионного процесса.

Изучение молодых почв на этапе биологической рекультивации территории, нарушенной горнодобывающей промышленностью, показывает, что в их профиле наличествует вся совокупность взаимно связанных и обусловленных генетических горизонтов, характеризующих зональный аналог. Представление о почве как о целостной профилно-саморегулирующейся системе определило поиск таких соотношений почвенно-морфологических параметров, которые оказались бы полезными в диагностике и классификации почв. Еще Прасолов [28] отметил, что в полноразвитых черноземах отношение мощностей горизонтов А и А + В близко к 1. Для оценки смытости черноземов предлагался к использованию следующий критерий: отношение мощностей (А + АВ) : А [32]. В 1971-1976 гг. Онищенко [27] в серии статей обосновал метод реконструкции генетических горизонтов, основанный на "морфометрическом законе развития почв". Суть метода заключается в установлении связи мощности одного из горизонтов с мощностью почвенного профиля (А1 + В1 + В2). Все отмеченные выше показатели обладали высокой коррелируемостью, что и не удивительно, так как использовались зависимые переменные (в структуре показателей мощность горизонта той или иной частью входит в состав профиля).

Выполненный нами анализ данных, отражающих особенности динамики водного режима степных почв в многолетнем разрезе и высокочастотные колебания мощности гумусового горизонта в голоцене (увеличение мощности до 50-100 мм в течение полувекла в 100-150 лет), показывает, что семиаридное почвообразование в разных временных масштабах представляет собой пульсационный процесс. И прежде всего это касается переходных горизонтов гумусового профиля (АВ, В1 и В2), увеличение мощности которых за счет ассимиляции нижележащих горизонтов почвообразующей породы происходит пульсационно в наиболее благоприятные периоды почвообразования. Поэтому отношение мощностей горизонтов А : АВ : В имеет глубокий генетико-эволюционный смысл, так как отражает вероятностную природу реализации зонального (усредненного в пространстве и во времени), оптимального и экстремально-положительного уровней вещественно-энергетического потенциала среды. При рассмотрении почвы как симметричной, гармонично сложенной природной системы на уровне основных

типов, в автоморфных условиях обнаруживается постоянство отношений мощностей почвенных горизонтов [34]. Для анализа связи морфологического строения склоновых почв с величинами рельефной функции нами использовано отношение мощности верхнего переходного горизонта (АВ1 или В1) к мощности гумусово-аккумулятивного (гор. А). Учитывая разное характерное время (ХВ) формирования этих двух горизонтов (по модели Ковды с со авт. [16], ХВ гумусонакопления в верхнем переходном горизонте черноземов в 1.5 раза превышает ХВ для гумусово-аккумулятивного горизонта), отношения мощностей гор. АВ1 : А или В1 : А можно интерпретировать как показатель зрелости морфологического строения почв. Указанное отношение будет увеличиваться с возрастом почвы по мере снижения скорости формирования гумусово-аккумулятивного горизонта и общего увеличения мощности гумусового горизонта.

На педотопокатенах южной и сухой степи с природным растительным покровом (рис. 2, 3) отношение мощностей гор. АВ1 : А (или В1 : А) уменьшается с увеличением значения рельефной функции ($\Phi(\xi; /)$); изменение $\Phi(\xi; /)$ в довольно узком диапазоне (от 60 до 130) уже приводит к снижению значения отношения мощностей гор. АВ1 : А (или В1 : А) с 1.1 до 0.1. Однако примечательно, что при этом зависимость общей мощности гумусовых горизонтов от величины рельефного фактора не выявляется. Таким образом, геоморфологическая предрасположенность к интенсификации водно-эрозионного процесса инициирует внутреннюю перестройку морфологической организации склоновых почв, заключающуюся в уменьшении мощности верхнего переходного горизонта за счет соответствующего увеличения (воспроизводства) более динамичного гумусово-аккумулятивного горизонта. Почвенно-геоморфологические профили, заложенные в северной и южной степи, показали, что при земледельческом освоении склоновых земель известное уменьшение общей мощности гумусовых горизонтов при увеличении значения рельефной функции сопровождается ростом отношения АВ1 : А (или В1 : А). Другими словами, в условиях антропогенного почвообразования эрозионная сработка верхнего гумусово-аккумулятивного горизонта не успевает компенсироваться более медленным процессом ассимиляции подгумусовых горизонтов профиля. В этом известном положении важно подчеркнуть следующий методический аспект: для решения вопросов, связанных с оценкой скорости почвообразования и смыва, целесообразно использовать соотношения между мощностью генетических горизонтов в пределах гумусового профиля склоновых почв.

Представление о саморегуляции почв, которая заключается в динамичной сопряженности скоростей формирования гумусового горизонта в ответ на изменение мощности, как одном из стабилизи-

рующих механизмов природной динамической системы тектонические движения-почвообразование-процессы денудации и аккумуляции (по И.П. Герасимову), имеет большое научное и прикладное значение. В этой связи представляется уместным рассмотреть некоторые данные, позволяющие вскрыть механизм указанного процесса, который, как можно полагать, при прочих равных условиях не имеет принципиальных различий в своем проявлении в разновозрастных и эродированных (дефлированных) почвах. На этапе становления в почве как открытой иерархической нестационарной системе ресурсоформирующие процессы существенно неравновесны, что приводит к самоорганизации (прежде всего, к профильной структуризации). Эта же закономерность свойственна эродированным почвам. В слабо- и среднесмытых почвах нарушение относительного равновесия между мощностью гумусового профиля, запасами гумуса и условиями гумусонакопления определяет возможность быстрого накопления гумуса за счет более высокого значения коэффициента гумификации по сравнению с генетически зрелыми почвами [6]. Специально проведенные исследования [36] показали, что включение углерода в состав гумусовых веществ на безгумусной породе в 3-4 раза интенсивнее, чем в условиях гумусированной почвы. Поэтому закономерно, что в сильносмытых черноземах в примыкающей к почве верхней части почвообразующей породы содержание гумуса достигает 1.37%, тогда как в слабо- и среднесмытых черноземах здесь его содержится лишь 0.86-0.91% [39].

Таким образом, можно заключить, что в ходе онтогенетического развития почвенного профиля, когда преодолевается несоответствие достигнутой морфологической организации гумусового профиля энергетическому потенциалу зонального почвообразования, в балансе ежегодно разлагающегося растительного вещества существует отчетливый крен в сторону закрепления новообразованных гумусовых веществ. Потенциально более высокие по сравнению со зрелыми почвами скорости почвообразования в эрозионноопасных склоновых местоположениях реализуются во внутригодовые и многолетние периоды относительного "затишья" [10] геоморфологической эволюции. Их оценки можно получить двумя способами: во-первых, путем прибавления к фактической скорости формирования гумусового горизонта (таблица) средних величин водно-эрозионных потерь почвы, рассчитанных по надежным генетическим моделям смыва, и, во-вторых, в результате расчета потенциальных скоростей почвообразования на склонах. Рассмотрим более подробно второй путь, который обладает научной новизной и возможностью непосредственного использования в практике почвозащитного проектирования.

Для перехода от оценки мощности гумусового горизонта (Я) в точке водораздела к распределе-

нию Я по профилю склона, воспользуемся записью среднего значения непрерывной функции

$$H(L) = \int_0^L H(l) dl, \quad (2)$$

где $H(L)$ - средняя мощность гумусового горизонта почвы до сечения, удаленного на расстояние L от водораздела; $H(l)$ - мощность в произвольном сечении склона, расположенном на расстоянии l от водораздела.

Мощность гумусового горизонта ($H(L)$, мм) для топокатены с одновозрастным почвенным покровом предлагается рассчитывать по следующей формуле:

$$H(L) = 1/L \times$$

$$\times [10.85g(F/Fz)^{a37} \exp(0.0044e)(1 - ke^X)] dl, \quad (3)$$

где Ff - фактическая продукция растительности; Fz - климатически обусловленная (зональная) продукция растительности, т/га в год; Q - энергетические затраты на почвообразование, МДж/(м² год) по [5]; g - поправочный коэффициент на гранулометрический состав почвообразующих пород; t - время почвообразования, годы; k, X - эмпирические параметры, значения которых для основных типов почв Восточной Европы получены ранее [19].

Для автоморфных (зональных) условий степных экосистем нами предложены [21] способы математического описания изменений энергетических затрат на почвообразование и формирование растительной продукции на протяжении последних 10 тыс. лет, что позволяет получить оценки $Q(t)$ и $F(i)$ и за более короткие периоды эволюции. Применительно к микроландшафтным условиям конкретных склонов не представляет трудностей использовать разработанные в микроклиматологии методы учета особенностей тепло- и влагообеспеченности в зависимости от экспозиции, крутизны, длины, формы склона. Труднее оценить чистую первичную продукцию парагенетических склоновых фитоценозов. Это можно частично преодолеть с помощью переходных коэффициентов от биомассы надземных зеленых частей или от величины мортмассы.

В случае, если рассматривается топокатена с полноголоценовыми почвами, то за счет группировки постоянных величин выражение (3) можно представить в следующем виде:

$$H(L) = A/L(g(l)F^\circ/l) \exp(Q.0044Q(l)) dl, \quad (4)$$

где A - коэффициент. По усредненным данным для черноземов лесостепи он равен 3.7, для черноземов обыкновенных - 3.8, для черноземов южных и темно-каштановых почв - 4.4, для каштановых почв - 6.0. Вычисления по формуле (4) допустимо проводить с помощью известных методов численного интегрирования - квадратурных формул (трапеций Симпсона). Для перехода от оценок

по профилям к оценкам по площади склона следует использовать двойное интегрирование, учитывающее склоново-поперечную размерность в распределении характеристик факторов почвообразования.

Не имеет принципиальных отличий и оценка по формуле (4) скорости почвообразования для обрабатываемых склонов. Однако для этого потребуется достоверное экспериментальное (например, по хронологии поступления делювия в геоморфологические ловушки) или расчетное определение среднегодового модуля поверхностного смыва и дефляции почв за период сельскохозяйственного использования земель.

Таким образом, применение модели (4) позволяет рассчитать потенциальную мощность гумусового горизонта, сформированного в течение голоцена, и по отдельным хроносрезам на различных местоположениях склона. При этом если в модельных условиях устранить влияние на гумусовый профиль водно-эрозионного процесса, открывается перспектива оценки скорости природного почвообразовательного и эрозионного процесса по реконструкциям морфологического строения почвенных профилей. В этой связи хотелось бы обратить внимание на огромное научное значение катенарных сопряжений почв, часто уничтожаемых в ходе археологических раскопок, и призвать к более тесной кооперации почвоведов и археологов.

ВЫВОДЫ

1. Склоновые почвы лесостепной и степной зон в эрозионноопасных местоположениях катен 360-1800-летнего возраста имеют мощность гумусового горизонта, близкую таковой, полученной для автоморфных условий. Это служит эмпирическим подтверждением вывода о большей скорости формирования гумусового горизонта почв на склонах по сравнению с плакорами, полученного при моделировании развития почв во времени.

2. На катенах с природным растительным покровом связь величины фактора, учитывающего длину, крутизну, экспозицию и форму склона, с общей мощностью гумусового профиля не выявляется, однако при увеличении значения рельефной функции уменьшение мощности гумусовых горизонтов сопровождается ростом отношения мощности верхнего переходного горизонта (АВ или В1) к мощности гумусово-аккумулятивного (А).

3. Отношение АВ (В1) : А отражает степень зрелости морфологического строения почв: с возрастом почвы по мере снижения скорости формирования гумусового горизонта (А + АВ (В1)) указанное отношение увеличивается.

4. Для оценки скоростей процессов эрозии-почвообразования перспективно сочетание полевых исследований катенарных сопряжений почв с математическим моделированием потенциальной мощности почв, обусловленной биоклиматическим потенциалом микроразнональных условий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Адерихин П.Г.* География и топография почв в Центрально-черноземных областях // Почвоведение и проблемы сельского хозяйства. Воронеж: Изд-во Воронеж, ун-та, 1979. С. 38-54.
2. *Балтянский ДМ.* Почвы Центральной Молдавии, закономерности их географического распространения и аспекты использования: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Кишинев, 1970. 26 с.
3. *Бережной А.В.* Склоновый парагенетический природный комплекс, его структура и направления в изучении // Прикладные аспекты изучения современных ландшафтов. Воронеж: Изд-во Воронеж, ун-та, 1982. С. 93-107.
4. *Буйских СБ.* Фортификация Ольвийского государства (первые века нашей эры). Киев: Наук, думка, 1991. 160 с.
5. *Волобуев В.Р.* Введение в энергетiku почвообразования. М.: Наука, 1974. 126 с.
6. *Ганжара Н.Ф., Ганжара Л.Н.* О соотношении скорости смыва и скорости формирования гумусового горизонта в эродированных почвах // Оценка и картирование эрозионноопасных и дефляционноопасных земель. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. С. 120-125.
7. *Геннадиев А.Н.* Почвы и время: модели развития. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 229 с.
8. *Георги А.А., Сахле М.З.* К развитию почв на склонах балок Левобережья лесостепи УССР // Тр. Харьковского СХИ. 1984. Т. 299. С. 65-70.
9. *Глинка К.Д.* Почвы. М.; Петроград: Госиздат, 1923. 95 с.
10. *Джеррард А.Дж.* Почвы и формы рельефа. Комплексное геоморфолого-почвенное исследование. Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1984. 208 с.
11. *Дзиговский А.Н., Лисецкий Ф.Н.* Педохронологические аспекты датировки Нижнего Траянова вала // Археология и этнология Восточной Европы: материалы и исследования. Одесса, 1997. С. 229-238.
12. *Долотов В.А.* Профильно-региональное представление о почве // Изв. АН СССР. Сер. биол. 1971. № 1. С. 122-127.
13. *Захаров С.А.* О некоторых спорных вопросах горного почвоведения // Почвоведение. 1948. № 6. С. 347-356.
14. Известия Курского губернского общества краеведения. 1927. № 5. С. 75-76.
15. *Караваева Н.А., Тимофеев Д.А.* Интеграция почвоведения и геоморфологии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985. № 6. С. 135-138 (Рец. на кн.: Джеррард А.Дж. Почвы и формы рельефа. Л.: Недра, 1984. 208 с).

16. *Ковда В.А., Бугровский В.В., Керженцев А.С., Зеленская Н.Н.* Модель трансформации органического вещества в почве для количественного изучения функций почвы в экосистемах // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 3. С. 759-762.
17. *Костычев П.А.* Почвы черноземной области России. М.: Сельхозгиз, 1949. 239 с.
18. *Ларионов Г.А.* Эрозия и дефляция почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 200 с.
19. *Лисецкий Ф.Н.* Закономерности формирования гумусового горизонта зональных почв Русской равнины // Агрохимия и почвоведение. 1990. Вып. 53. С. 3-7.
20. *Лисецкий Ф.Н.* Изучение почвообразовательных и ландшафтоформирующих процессов в районах античной государственности Северного Причерноморья // Историческая география: тенденции и перспективы: Сб. науч. тр. СПб.: Изд-во Русск. географич. о-ва, 1995. С. 74-83.
21. *Лисецкий Ф.Н.* Пространственно-временная оценка растительной продукции как фактора почвообразования // Почвоведение. 1997. № 9. С. 1055-1057.
22. *Лисецкий Ф.Н.* Автогенная сукцессия степной растительности в постантичных ландшафтах // Экология. 1998. № 4. С. 252-255.
23. Методические указания по ландшафтным исследованиям для сельскохозяйственных целей / Под ред. Г.И. Швецса и П.Г. Шищенко. М.: ВАСХНИЛ, 1990. 58 с.
24. *Миллер Г.П.* Особенности ландшафтной структуры гор // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр. 1968. № 3. С. 88-92.
25. *Мильков Ф.Н.* Склоновая микрizonaльность ландшафтов // Науч. зап. Воронеж, отд-ния ГО СССР. 1974. С. 3-9.
26. *Мордкович В.Г., Шатохина Н.Г., Титлянова А.А.* Степные катены. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1985. 117 с.
27. *Онищенко С.К.* Определение степени деформации верхней части почвенного профиля методом реконструкции генетических горизонтов // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231. № 6. С. 1462-1464.
28. Почвы СССР / Под ред. Л.И. Прасолова. Европейская часть СССР. Т. 1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 403 с.
29. *Прока В.Е.* Морфологическая структура ландшафтов и землеустроительное проектирование. Кишинев: Штиинца, 1976. 46 с.
30. *Рассел Э.* Почвенные условия и рост растений. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1955. 623 с.
31. *Ряполов В.М.* Белгородская черта (юго-западный фас): проблемы сохранения и музеефикации // Материалы науч.-практ. конф.: "Юг России в прошлом и настоящем: история, экономика, культура". Белгород: Изд-во Белгор. ун-та, 1998. С. 22-24.
32. *Сорокина Н.П.* Статистический метод оценки степени смытости на примере типичных черноземов Курской опытной станции // Почвоведение. 1966. № 2. С. 91-96.
33. Справочник по почвозащитному земледелию. Киев: Урожай, 1990. С. 20-38.
34. *Степанов ИМ.* Закономерность постоянства отношений мощностей гумусового и подгумусового горизонтов в современных почвах // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261. № 6. С. 1437-1439.
35. *Урсу А.Ф.* Почвенно-экологическое микрорайонирование Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1980. 208 с.
36. *Фокин А.Д.* Участие различных соединений растительных остатков в формировании и обновлении гумусовых веществ почвы // Проблемы почвоведения. М.: Наука, 1978. С. 60-65.
37. *Швецс Г.И.* Теоретические основы эрозиоведения. Киев; Одесса: Вища шк., 1981. 224 с.
38. *Шуринова В.И., Ермоленко Г.П.* К вопросу классификации смытых серых лесных почв // Эрозия почв и научные основы борьбы с ней: Науч. тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. М., 1985. С. 64-68.
39. *Яровенко А.Ф.* Черноземы на склонах Донбасса и их свойства // Тр. Харьков. СХИ. 1974. Т. 196. С. 82-88.
40. *Milne' G.* Some suggested units of classification and mapping, particullary for East African soils // Soil Res. 1935. V. 4. № 3. P. 183-189.
41. *Rune R.V.* Geomorphic surface and the nature of soils // Soil Sci. 1956. V. 82. P. 441-455.
42. *Simonson R.W.* A multiple-process model of soil genesis // Quaternary Soils. Geo Abstracts. Norwich, 1978. P. 1-25.
43. *Vreeken WJ.* Soil-landscape chronograms for pedochronological analysis // Geoderma. 1984. V. 34. № 2. P. 149-164.

Soil Catenas in Archeological Landscapes

F. N. Lisetskii

Soil catenas crossing various archeological objects (ramparts, ancient settlements, burial mounds, etc.) with an age of 360-1800 years have been studied in the subzones of dark chestnut soils and typical, ordinary, and southern chernozems in the East European Plain. It is found that topography-induced variations in the thickness of zonal soil types are not always distinct. Often, the thickness of soil profiles does not depend on the slope gradient. In this context, it is supposed that the rate of the formation of humus horizons on slopes exceeds that on leveled surfaces. A comparative analysis of the thickness of humus horizons along soil catenas offers excellent possibilities for the determination of the rates of erosion and pedogenesis. The methodology of quantitative assessment of the potential rate of soil formation on slopes is suggested.