

Ф.Н. Лисецкий, А.О. Полетаев

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФОРТИФИКАЦИОННЫХ СООРУЖЕНИЙ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ДИНАМИКИ ЭРОЗИОННО- АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ

Введение

Интеграция почвенных и геоморфологических исследований позволяет разрабатывать широкий круг проблем, так как катена это не только топографический ряд почв и ландшафтов, но и отражение всех почвенных и склоновых явлений и процессов [Kasimov, Perel'man, 1992]. Среди таких проблем можно назвать использование почв в качестве индикаторов эрозионно-аккумулятивных процессов [Dixon, 2013; González-Arqueros et al., 2013; Vanwallegem et al., 2013], а также архивов и индикаторов климатических изменений [Labaz et al., 2018]. Детерминированная последовательность почв по градиенту склона обусловлена изменениями фильтрации, латерального транспорта вещества и эрозионно-аккумулятивными процессами на поверхности и/или внутрипочвенным перемещением материала. В современных климатических условиях лесостепи, а особенно степи, одним из определяющих факторов формирования почвенно-растительного покрова в ландшафте выступают условия увлажнения, а в пределах катен и его перераспределение.

Катенарный подход позволяет отразить векторную структуру динамико-генетических систем склоновых ландшафтов с акцентом на тип функционирования, который обусловлен процессом транспорта вещества посредством литодинамических и геохимических потоков [Бевз, 2004]. Соотношение процессов эрозии и почвообразования закономерно отражается в позиционно-динамическом (каскадном) сопряжении почв по топографическому градиенту. Эрозионная катена это такой тип, где эрозия и аккумуляция наносов в верхней и нижней частях склона соответственно приводят к отклонению от однородного почвенного покрова [Ollier, 1976]. Изучение эрозионных катен открывает перспективу оценки скорости не только совокупного действия водной эрозии и педогенеза, но и каждого из них в отдельности [Лисецкий, Половинко, 2012].

Так как для искусственных геоморфологических поверхностей можно установить абсолютный возраст почвенного покрова, то появляется возможность количественно оценить влияние местоположений и микроландшафтных условий на скорости педогенных процессов. Предпочтение в изучении гетерохронных педотопокатен по сравнению с полновозрастными (голоценовыми) катенами обусловлена возмож-

ностью более строго анализа взаимообусловленности почвенно-геоморфологических отношений, благодаря вычленению относительно однородных климатических этапов почвообразования и денудации. В этой связи перспективно привлечение таких объектов исследования как фортификационные сооружения исторического времени, которые в системе «земляной вал-ров» сочетают эрозионные катены и геоморфологические «ловушки» (рвы, канавы).

При изучении этапов формирования педоседиментов используется археологическое и радиоуглеродное датирование [Pustovoytov et al., 2011]. Однако процессы могут быть оценены более точно для исторических объектов [Земляничкий, 1949; Zolotareva et al., 2012; Bartz et al., 2017], хотя и для более коротких периодов времени. Если для педотопокатены мы знаем начало времени формирования седиментов, то появляются новые возможности в исследовании динамики почвенно-геоморфологических процессов и оценки их скоростей. Совместное изучение эрозионных катен и педоседиментов в конкретных ландшафтных условиях с использованием педогенных индикаторов позволяет выявить динамику эрозионно-аккумулятивных процессов.

Цель работы состояла в том, чтобы разработать систему наиболее информативных педогенных индикаторов для реконструкции динамики эрозионно-аккумулятивных процессов по результатам изучения земляных оборонительных сооружений исторического времени (на примере пограничного вала со рвом середины XVII в.). Достижение этой цели предполагало решение следующих связанных задач: 1) диагностика процессов механической и водной миграции в эрозионной, трансэлювиальной катенах и аккумуляции в педоседиментах за 367 лет функционирования оборонительных сооружений; 2) обоснование ключевых физико-химических индикаторов, включая состав органического углерода для целей хроностратиграфии педоседиментов; 3) разработка метода оценки скорости и климатических этапов аккумуляции педоседиментов путем реконструкции условий увлажнения по опорным дендрохронорядам.

Материалы и методы. Область исследования

Область исследования находится в западной части Белгородской области (Россия). К середине XVII в. вдоль лесостепной окраины Русского государства для предотвращения набегов кочевников из южных степей была создана оборонительная линия длиной около 800 км – «Белгородская черта» (рис. 1). Этот укрепленный рубеж был построен в 1635-1658 гг. и состоял из 28 крепостей. На территории современной Белгородской области было расположено на этой оборонительной ли-

нии 6 значительных городов-крепостей, создано много валов и рвов. Карповский участок Белгородской черты имел длину 24 км и соединял города-крепости Карпов и Болховец (1646 г.). По историческим сведениям «с крымской стороны по долине р. Ворскла в Карповском остроге было сделано на 5 верст и 63 $\frac{1}{4}$ сажени (т.е. на 5,47 км) земляного вала с девятью городками» [Танков, 1913] и оборонительная система строилась с августа до 15 сентября 1646. Позже (через три десятилетия) оборонительные сооружения потеряли свое стратегическое значение. И в статистических отчетах 19 в. Карпов уже называют «бывшим городом».

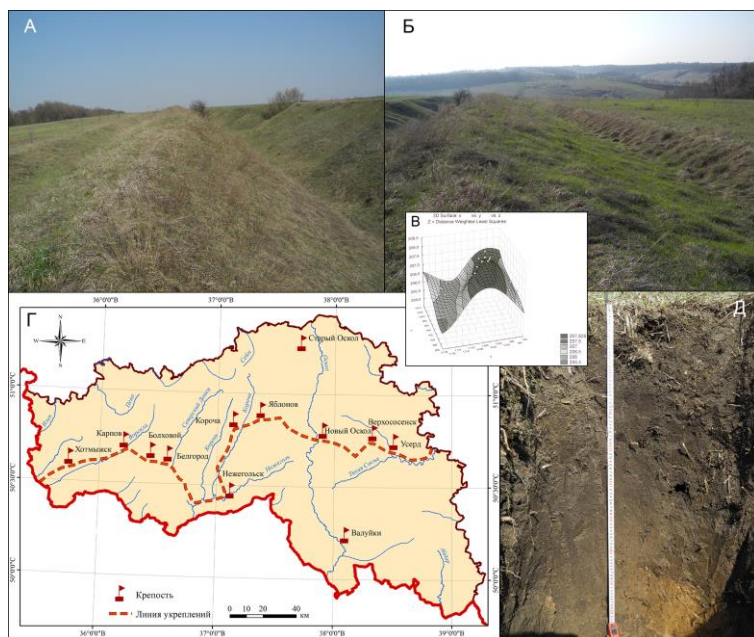


Рис. 1. Современный вид Карповского вала (А, Б), его 3D модель (В), карта Белгородской засечной черты в пределах области (Г) и почвенный разрез педолитоседиментов в замыкающем створе рва (Д).

Результаты крупномасштабной топографической съемки 1955 г. показывают, что в это время оборонительная система общей направленности с СЗ на ЮВ имела длину 4475 м. В настоящее время сохранился лишь фрагмент оборонительной системы (земляное основание башни и примыкающий к нему вал). Оборонительное сооружение расположено на приводораздельном склоне с абсолютными высотами

190-200 м и первоначально представляло собой вал высотой до 3,2 м и ров шириной до 4,3 м и глубиной 1 м [Шатохин, 1991]. Несомненно, что весь период педотопокатена находилась в степных условиях, хотя в долинах были леса. Ныне здесь доминирует разнотравно-злаковая растительность с возрастающей мезофитизацией фитоценозов в нижней части склонов.

Объектами исследования в пределах оборонительной системы стали эрозионная катена от вершины до подножья вала со средним уклоном 28°, трансект-катена вдоль днища рва (трансаккумулятивная катена), а также вертикальный профиль педоседиментов в замыкающем створе днища рва. Отбор почвенных образцов проводили на трех позициях микрокатены в пределах склона вала (т. 1, 2, 3) и по тальвегу оборонительного рва через 270 м (т. 4) и далее через 160,7 м (т. 5) до перехода рва в овраг (табл. 1).

Таблица 1. Характеристика объектов исследования на микросклоне вала и в тальвегу рва Карповского участка Белгородской засечной черты 1646 г.

№ точки	Координаты	Позиция	Расстояние (м)		LS	ОПП* (%)	H* (см)	Объемная масса (0-10 см) (г/см ³)
Катена на склоне вала								
1	N50°39'5 1.9" E36°23'0 6"	Вершина	0	-	0	80	40	0,80
2	N50°39'5 1.8" E36°23'0 5.9"	Середина склона	4,5	-	3,64	70	30	0,99
3	N50°39'5 1.6" E36°23'0 5.8"	Подножье	9,1	0	5,34	90	70	0,98
Трансект-катена по днищу рва								
4	N50°39'4 6.4" E36°23'1 6.9"	Середина рва	-	270	1,02	100	80	0,89
5	N50°39'4 3.3" E36°23'2 3.5"	Устье рва	-	431	3,42	100	77	0,89

ОПП – общее проективное покрытие; H – средняя высота травостоя.

Кроме того, почвенные образцы отобраны в замыкающем створе рва по вертикальному профилю педоседиментов мощностью до 1 м в восьми слоях, которые были разграничены по макроморфологическим признакам (рис. 1, Д).

Лесостепная и степная ландшафтные зоны образуют пояс максимальной интенсивности водно-эрозионных процессов, которые за последние десятилетия изучены как в отношении выявления пространственно-временных закономерностей, так и в получении количественных оценок эрозионно-аккумулятивных процессов [Лисецкий и др., 2012]. Обобщение данных по Молдове, Украине и России [Сурмач, 1992] показало, что в агроландшафтах слабое, среднее и сильное проявление эрозии отмечается при средней длине склона 300-500, 500-700 и 700-1000 м соответственно, а слабая, средняя и сильная степень эродированности почв проявляется на уклонах до 3, от 2,5 до 4 и от 3 до 5 градусов соответственно. Однако более выразительно геоморфологические предпосылки эрозии можно оценить при использовании рельефной функции (LS), которая учитывает разный вклад длины (L) и уклона (S) при оценке топографического фактора эрозии.

Методы

Данные по длине (L) и крутизне (S) позволили рассчитать для точек отбора образцов величины рельефной функции (LS), используя формулу [Morgan, 1979].

Гранулометрический анализ выполнен с использованием лазерного анализатора размера частиц Analysette 22 MicroTec (Fritsch GmbH). Подготовку почвенных образцов для химических анализов проводили в двух вариантах: доведение до порошкообразного состояния всей навески почвы и осуществление этой процедуры, только из структурных отдельностей размером <1 мм. По соотношению содержания каждого из химических элементов (1,2, ... i) в частицах размером <1 мм и во всей почве рассчитывали показатель, который назвали коэффициентом селективности (K_{ci}). Химический анализ почв включал следующие стандартные процедуры: органическое вещество по методу Тюрина; CO₂ в карбонатах по ацидиметрии. Общий азот (N) оценивали по методике Кьельдаля. Групповой и фракционный анализ гумуса выполнен по методу Тюрина в модификации Пономаревой и Плотниковой. По результатам фракционного состава гумуса рассчитан (по содержанию семи фракций) показатель степени подвижности гумусовых веществ – D_m [Kononova, Alexandrova, 1973]. Расчет проводили по формуле: $D_m = (HK-1 + FK-1 + FK-1a) / (HK-2 + HK-3 + FK-2$

+ FK-3), где НК – фракции гуминовых кислот; FK – фракции фульвокислот.

Вакуумно-волновой дисперсионный рентгеновский флуоресцентный спектрометр (Spectroscan Max-GV) использовали для определения содержания химических элементов. Концентрация макроэлементов и микроэлементов в почвах (25 металлов и оксидов) определялась методом измерения массовой доли металлов и оксидов в порошковых пробах. Используя результаты валового состава почв и седиментов, рассчитаны наиболее информативные геохимические показатели: CaO/TiO_2 , CaO/ZrO_2 , $\text{Si}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$, $(\text{CaO}+\text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, сумма аккумулируемых в почве элементов (P, Ca, K, Mg, Mn, Cu) (Perel'man, 1975) – S_A . Используя предложение [Liu et al., 2009] по расчету коэффициента элюирования (Ke) в модифицированный вариант формулы вошли основные оксиды: $\text{Ke} = (\text{SiO}_2/(\text{MnO}+\text{CaO}+\text{K}_2\text{O}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}))$. Геохимическая классификация элементов по особенностям миграции была использована А.И. Перельманом [Перельман, 1975], что позволило оценить поведение в ландшафтах ассоциации подвижных (Ca, Na, Mg, Sr) и слабоподвижных (K, Ba, Rb) элементов – Σmob . Окраска почвы определена с использованием системы Манселла [Munsell, 2000].

Группировку слоев педоседиментов проводили методом иерархической классификации (объединение по методу Уорда) кластерного анализа по наиболее информативным и нормированным по среднеквадратическому отклонению показателям.

Реконструкция климата по дендрохронологическим данным

Параметры климатической нормы определены по ближайшей метеорологической станции (Белгород): сумма осадков за год – 553 мм, в том числе за теплый период – 67%. Среднегодовая температура воздуха составляет +6,6 °С. Максимальная высота снежного покрова составляет 17-20 см, но оттепели отмечаются во все зимние месяцы. Средние величины слоя стока от талых вод в этом районе составляют 48 мм [Сурмач, 1992]. Глубина промерзания почвы в отдельные годы – от 10 до 116 см. По данным за 1941-2017 гг. отмечается значительная изменчивость годовых сумм осадков (коэффициент вариации (V) равен 21%).

Для реконструкции условий увлажнения в прошлом использован наиболее длинный ряд наблюдений за осадками (с 1900 г.) опорной метеорологической станции региона – Богородицкое-Фенино и дендрологические данные из региональной базы данных [Лисецкий и др., 2007]. Чтобы снять проблемы с перекрестным датированием кер-

нов из разных мест, мы выбрали из базы опорный объект с наибольшим возрастом. Это спил дуба черешчатого возрастом 224 года, который был получен в 1968 г. в рамках Международной биологической программы (*International Biological Program, IBP*) (спил хранится в музее природы заповедника «Белогорье»). Дуб произрастал в дубраве 250-300-летнего возраста на юго-востоке заповедного участка «Лес на Ворскле» (в 29 км от Карповского вала).

С целью реконструкции годовых сумм осадков за пределами инструментальных наблюдений (1720-1899 гг.) использован кросскорреляционный подход для определения связи многолетнего отклика радиального прироста дуба от условий увлажнения. Синхронность ритмики осадков и радиально прироста изучена с применением метода разностных интегральных кривых модульных коэффициентов. Циклические составляющие дендрохроноряда и осадков изучены с использованием Фурье-анализа. Фильтрация шумов в многолетней ритмике проведена с использованием 4253Н фильтра, что позволило получить сглаженный ряд, сохраняя при этом основные ритмические характеристики исходного ряда. Для обработки использован лицензированный программный продукт STATISTICA Advanced + QC for Windows v.10 Ru и STATISTICA Automated Neural Networks for Windows v.10 Ru.

Результаты и обсуждение.

Параметры оборонительной системы

Земляной вал и ров – это функционально связанные элементы фортификационных сооружений, которые профилировали таким образом, чтобы с вершины вала защитники укреплений могли обстреливать дно рва [Буйских, 1991]. По трансекте (геодезическому профилю), которую мы заложили с северо-востока на юго-запад поперек системы «вал-ров» (табл. 1), были получены современные морфометрические параметры оборонительной системы: ширина вала по основанию – 8 м, ширина вала со рвом – 16,5 м, относительная высота вала над уровнем тальвега рва – 3 м, ширина рва поверху – 6 м, ширина днища – 1,8 м, глубина рва относительно внешней бровки – 0,92 м. Средняя крутизна склона от гребня до днища рва – 17,6° (31 %). Коэффициент заложения внутреннего откоса вала – 2,7, а внешнего – 3.

Величины LS на эрозионной катене (3,6-5,3) диагностируют высокий эрозионный потенциал рельефа, прежде всего из-за, значительных уклонов. В пределах трансаккумулятивной катены из-за плавного увеличения уклона величины LS нарастают постепенно и судя по мощности почвы уже на середине длины рва происходила аккумуля-

ция седиментов, так как мутность потока достигла или превысила мутность, которая соответствовала его транспортирующей способности.

Эрозионная катена

Оборонительные валы после прекращения их использования трансформируются через последовательные состояния (геоморфологические профили), которые можно назвать траекториями релаксации [Thornes, Brunnsden, 1977]. Важным регулятором этого процесса выступает почвенный покров вдоль топографического градиента. Мощность новообразованного гумусового горизонта меняется по склону от 10 до 35 см. Используя модель формирования гумусового горизонта почв во времени, которая хорошо обеспечена эмпирическими данными для условий лесостепи [Goleusov, Lisetskii, 2008], рассчитано, что мощность гумусового горизонта в автоморфной позиции при возрасте почв 367 лет составляет обычно 17,6-18,3 см. На вершине оборонительного вала (у бровки – т. 1) новообразованная почва менее мощная ($A+AB=14+6$ см), чем на трансаккумулятивной позиции вала (т. 2): $A+AB=26,5+17,5$ см.

Насыпной субстрат вала состоял из смеси почвенного материала и лессовидного суглинка. Этот субстрат стал материнской породой для новообразованных почв. По гранулометрическому составу все изучаемые почвы относятся к легкоглинистым (доля частиц $<0,01$ мм составляет от 64 до 70%). По катене в гранулометрическом составе почв слоя 0-10 см закономерно уменьшается доля наиболее мелких частиц ($<0,0005$ мм). Наибольшее утяжеление гранулометрического состава (по сумме частиц $<0,001$ мм) отмечено для склоновой почвы (т. 2). В пределах эрозионной катены почва микросклона выделяется самым высоким содержанием гумуса, но также и наибольшей степенью его гумификации ($C_{гк}:C_{фк} = 4,4$). Однако именно эту почву отличают минимальные значения степени подвижности гумусовых веществ (в двух нижних слоях $D_m=0,08-0,09$).

Исходная почва, которая в 1646 г. была использована для сооружения вала (слой 20-30 см на вершине вала (т.1)), по 11 химическим элементам имела значения $K_{сi}>1$ и его максимальное среднее значение по сравнению со всеми изученными почвами. Это позволяет рассматривать данную почву как основу для оценки результатов почвенно-геохимических трансформаций в конкретных ландшафтных обстановках.

Величина pH в почве закономерно уменьшается в пределах катены от 8,3 (в т. 1) до 6,8 (в т. 3), что коррелирует с распределением содержания CO_2 карбонатов вдоль градиента склона.

Диагностику химического выветривания, которому подверглись почвы, а также учет факторов обогащения / обеднения можно определить с помощью содержания малоподвижных элементов, таких как Ti или Zr [Fitze, Egli, 2000]. В пределах катены земляного вала наиболее интенсивные изменения в профиле почв отмечены на вершине вала: соотношения CaO/TiO_2 и CaO/ZrO_2 отличаются в 2,2-3 раза. Кроме того, с глубиной увеличиваются значения показателей $\text{Si}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$, $(\text{CaO}+\text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$, а уменьшается Ke, сумма аккумулируемых в почве элементов, соотношение $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$. Эта геоморфологическая ниша (прибровочная часть микросклона) характеризуется наибольшей динамичностью сингенетичных процессов денудации и почвообразования.

Трансаккумулятивная катена

В нашем исследовании механическая миграция вещества и водная миграция химических элементов в результате эрозии склоновой катены парагенетически связана с процессами в пределах трансаккумулятивной катены (оборонительного рва). Если в пределах педотопокатены на микросклоне вала процессы почвообразования проходили сингенетично поверхностному смыву почвы, то в пределах тальвега рва (по мере нарастания длины линии тока к 270 и 431 м) педогенезу сопутствовали процессы транспорта наносов с водным потоком и их аккумуляции. При движении водных масс по тальвегу рва происходило нарастание транспортирующей способности водного потока, что отразилось в геохимических особенностях педоседиментов. В пределах трансект-катены по днищу рва (от т. 3 к т. 5) по средним значениям геохимических показателей в слое 0-30 см педоседиментами устанавлен привнос Ca и Mg по отношению к стабильным элементам (Ti, Zr, Al) и увеличение содержания аккумулируемых в почве элементов, которые диагностируют результаты действия элементарных почвообразовательных процессов.

Суммарные величины семи подвижных [Перельман, 1975] с водной миграцией химических элементов (Sr, V, Cr, P, Cu, Na, Ca) оказались идентичны в структурных отдельностях размером <1 мм верхних слоев почв трансаккумулятивной части рва (т. 3 и 4). В педоседиментах по днищу рва доля SiO_2 по отношению к Al и Fe уменьшается как за счет более активного привноса минералов, содержащих Al и Fe, так и за счет меньшего поступления кремнезема. Таким образом, за счет высокой степени залужения днища рва мезофитной растительностью наносы поступали с большей долей тонких фракций к его замыкающему створу оборонительного рва (т. 5). Так, доля частиц <0,01 мм

в 10-ти сантиметровом слое почв была больше в т. 4 и 5 на 1,74 и 2,65% соответственно по сравнению с т. 3.

Почвы в пределах тальвега (от т. 3 до т. 5) характеризуются высоким содержанием гумуса, но его изменение незначительно. Однако по линии тока закономерно уменьшается степень гумификации органического вещества (ОВ) и его подвижность (значения показателя D_m одни из самых высоких). По профилю педоседиментов максимальная подвижность ОВ (судя по величинам D_m) отмечена в слое 50-70 см за счет более высокого содержания фракции НК-2 и гуминов и меньшего количества фракций НК-1 и НК-3 (табл. 2).

Таблица 2. Гумусное состояние почв по их позициям: по трансект-катене днища рва (3-1, 4-1, 5-1) и по профилю педоседиментов (5-1÷5-8)

№ почвы	3		4		5					
	0-10	0-10	0-10	10-20	20-30	30-50	50-70	70-90	90-95	95-100
Собщ, %	3,7 4	3,9 4	3,5 2	2,7 8	2,3 9	2,3 4	2,0 0	1,70	1,34	1,09
Сгк, % к Собщ	37, 70	32, 92	30, 40	32, 30	33, 48	39, 84	32, 90	29,18	34,03	23,66
Степень гумифика- ции*	высокая							сред- няя	вы- сокая	сред- няя
Сфк, % к Собщ	16, 41	12, 70	26, 14	16, 47	17, 00	11, 47	13, 80	14,06	25,00	28,07
Сгк/Сфк	2,3	2,6	1,2	1,9	1,9	3,4	2,4	2,1	1,4	0,8
Тип гуму- са*	ЧГ		ФГ	Г		ЧГ			ФГ	ГФ
НК-1, % к сумме НК	17, 72	5,9 2	7,4 7	5,3 6	2,5 1	3,4 4	1,2 2	3,22	3,50	3,08
НК-2, % к сумме НК	65, 25	67, 69	45, 79	63, 48	71, 24	57, 93	71, 43	68,54	61,42	42,65
НК-3, % к сумме НК	17, 02	26, 15	46, 74	31, 18	26, 25	38, 63	27, 36	28,24	35,09	54,27
Сгумин, % к Собщ	45, 89	54, 38	43, 46	51, 23	49, 52	48, 69	53, 30	56,76	40,97	48,27
D_m	0,4 4	0,3 1	0,1 9	0,1 7	0,1 1	0,1 0	0,2 2	0,13	0,10	0,15
Нобщ, %	0,1 8	0,2 5	0,1 8	0,2 0	0,2 0	0,1 3	0,1 3	0,11	0,13	0,09
C/N	20, 8	15, 6	19, 6	13, 9	11, 9	18, 0	15, 4	15,5	10,3	12,1
Обогащен- ность гу-	очень низкая			низкая		очень низкая		сред- няя	низ- кая	

муса азотом*					
--------------	--	--	--	--	--

Примечание. * По шкале Орлова и др. (2004); ФГ - фульватно-гуматный ;ЧГ – чисто гуматный; Г – гуматный; ГФ – гуматно-фульватный

В слое 0-10 см отчетливо проявляется влияние привноса почвенного материала: при максимальном содержании ОВ, в этом слое самое узкое соотношение Сгк:Сфк (1,2), довольно высокая подвижность ОВ, при максимальном содержании НК-1, высокое (как и в нижних слоях профиля) содержание Сфк. Качественный скачок наблюдается при переходе от 70-90 к 90-95 см: фульватизация гумуса ниже содержание С гуминов, больше содержание фракции НК-3, одна из наиболее низких значений Dm, нигде больше не встречающаяся в профиле педоседиментов средняя обогащенность гумуса азотом. В самом нижнем слое профиля педоседиментов содержание Сфк и доля фракции НК-3 максимальные.

Педоседименты в замыкающем створе оборонительного рва

Как было показано ранее [Pla-Pueyo et al., 2015] на основе седиментологических исследований может быть определена климатически обусловленная цикличность и временные интервалы, в течение которых преобладали седименты. В последние 40 лет интенсивная аккумуляция педоседиментов в днищах балок Центрального Черноземья [Sycheva et al., 2003] обусловлена не только интенсивным земледелием на водосборах, но и активизацией эрозионных процессов, что обусловлено увеличением сумм осадков в этот период.

Установлено [Tanasienko et al., 2011], что гранулометрический состав продуктов твердого стока достоверно тяжелее, чем исходная почва: утяжеление происходит за счет снижения содержания в нем фракции крупной пыли (0,05-0,01 мм) и увеличения количества илистой фракции (<0,001 мм). В результате водно-эрозионного процесса происходит селективный отбор частиц с меньшей плотностью твердой фазы, которые обогащены органическим веществом, и, как установлено экспериментально [Khan et al., 2007], среди них частицы с гидравлической крупностью <0,01 мм наиболее активно вовлекаются в транспорт наносов. Самый нижний слой педоседиментов (95-100 см) аккумулировал наносы в тот период, когда на фортификационном сооружении еще не было растительности с значительным почвозащитным эффектом. Именно поэтому в этом слое отмечено самое высокое содержание частиц <0,01 мм среди всех изученных почв – >70%) (при отсутствии коллоидов).

Основная закономерность профильного распределения гранулометрических фракций в толще педоседиментов – это устойчивое увеличение суммы фракций $<0,01$ мм ниже глубины 50 см. В замыкающем створе слой 30-50 см и по физическим свойствам выступает четким рубежом, отражающим смену типа поверхностного стекания воды: если в этом слое наблюдается присутствие частиц размером 0,05-0,25 мм (фракция тонкого песка), то ниже по профилю материал такой крупности отсутствует. Кроме того, здесь самое высокое содержание частиц $>0,01$ мм, в том числе крупной пыли, но отмечено и наличие коллоидов ($<0,0001$ мм). Основная граница в стратиграфии педоседиментов отражена на рис. 2 (t_2) по величине D (пороговое расстояние) на оси Y.

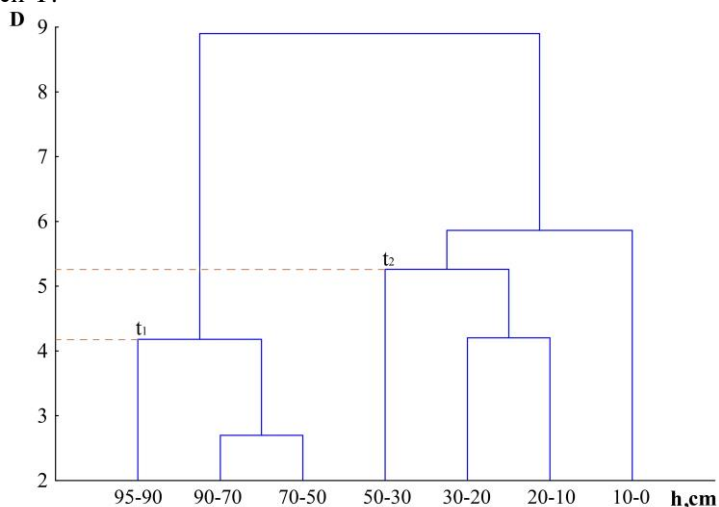


Рис. 2. Дендрограмма группировки слоев педоседиментов в замыкающем створе оборонительного рва: D – расстояние объединения. t_1 – начальный этап накопления седиментов (первые 20 лет); t_2 – рубеж, при котором произошла смена типа поверхностного стекания воды (рубеж второго-третьего десятилетия XIX в.).

Повышенное содержание частиц размером $<0,001$ мм отмечено в слое 50-95 см, включая зону 70-90 см, где сумма частиц $<0,0005$ мм (тонкий ил и коллоиды) больше, чем в выше- и нижележащих слоях профиля педоседиментов. Хронологически слою 70-90 см соответствует начальный период седиментации (1666-1741 гг.), когда земляные оборонительные сооружения были слабо защищены растительно-

стью и была более эффективной работа водных потоков. Примечательно, что в частицах <1 мм максимальная сумма семи подвижных с водной миграцией химических элементов (Sr, V, Cr, P, Cu, Na, Ca) [Перельман, 1975] отмечена в слое 90-95 см, а ему немного уступают слои 70-90 и 95-100 см.

Относительная обедненность химическими элементами частиц размером <1 мм по сравнению с почвой в целом или отсутствие различий отмечены для тех объектов ландшафтно-геохимических систем и тех глубин профилей (почв и седиментов), где проявилась селективная работа водно-эрозионного процесса. Напротив, внутривыносные зоны (у почв на глубинах более 20 см и у делювия на глубинах 20-30 и 50-70 см) характеризовались наиболее высокой степенью обогащения частиц размером <1 мм химическими элементами (особенно Pb, V).

После сооружения оборонительного сооружения (367 л.н.) в седиментах замыкающего створа рва стали накапливаться в селективно обогащенных водным потоком концентрациях Na, Mg, As, Al. Эта же тенденция сохранялась и позже для As и Na, о чем свидетельствует содержание этих элементов в перекрывающих слоях педоседиментов.

Анализ послыоного содержания химических элементов в педоседиментах замыкающего створа рва показал, что наибольшее обогащение в частицах <1 мм по отношению к почве отмечено для Cr, Ca, P и в меньшей степени для Sr, As, Ba, Ni. Единственный элемент, для которого не отмечено такого обогащения, это кобальт. Примечательно, что в профиле лесостепных черноземов [Протасова, Щербаков, 2003] коэффициенты корреляции между содержанием кобальта и гранулометрических фракций от 0,01 до 1 мм отрицательные, а для фракций <0,01 мм $r=0,57$.

По профилю педоседиментов максимальная подвижность ОВ (Dm) отмечена в слое 50-70 см за счет более высокого содержания фракции НК-2 и гуминов и меньшего количества фракций НК-1 и НК-3 (табл. 2). Влияние привноса почвенного материала отчетливо проявляется в слое 0-10 см: при максимальном содержании ОВ и фракции НК-1 в этом слое самое узкое соотношение $S_{гк}:S_{фк}$ (1,2), довольно высокая подвижность ОВ, высокое (как и в нижних слоях профиля) содержание $S_{фк}$. Качественный скачок наблюдается при переходе от 70-90 к 90-95 см: фульватизация гумуса, больше содержание фракции НК-3, одно из наиболее низких значений Dm, нигде больше не встречающаяся в профиле педоседиментов средняя обогащенность гумуса азотом. Самый нижний слой педоседиментов отличается максимальным содержанием $S_{фк}$ и долей фракции НК-3.

Геохимия седиментов в настоящее время все более продвигается в направлении от изучения поведения отдельных химических элементов к их парагенным ассоциациям [Глазовская, 1999; Samonova et al., 2018], которые могут отражать процессы миграции, аккумуляции и др. Использование классификации элементов Перельмана [Перельман, 1975] позволило определить парагенетическую ассоциацию элементов, которые совместно мигрируют и концентрируются на геохимических барьерах. По профилю педоседиментов (0-95 см) сумма подвижных (Ca, Na, Mg, Sr) и слабоподвижных (K, Ba, Rb) элементов нарастает с глубиной в слое 0-30 см, но на глубине 70-95 см она имеет минимальные значения. Закономерно, что наибольшие значения коэффициента Ке, т.е. усиление элювиального процесса отмечено с глубины 70 см. Метровый профиль педоседиментов при совместном анализе ряда геохимических показателей делится на два качественно различных слоя: в слое 0-50 см по сравнению с нижележащим более высокие значения показателей CaO/TiO_2 , CaO/ZrO_2 , $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, суммы подвижных и слабоподвижных элементов, но меньшие значения $(\text{CaO}+\text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$ и Ке. Причем в толще 0-50 см степень элювирования меньше, чем в более глубоких слоях, а содержание подвижных и слабоподвижных элементов ниже на 8% и 3% соответственно.

Ритмика денудационных процессов

При возможности перехода в понимании пространственно-временных закономерностей от качественных представлений к количественным оценкам ключевыми задачами становятся фиксация (датировка) начального момента зарождения процессов и раскрытие их хроноорганизации, которая обусловлена влиянием внешних факторов среды. Изученные фортификационные сооружения как натурные модели природных процессов уникальны тем, что достоверно и точно определено начало их функционирования – не более 367 лет. Педоседименты в замыкающем створе оборонительного рва (вблизи его перехода в верховье зародившегося оврага) – важный источник информации об интегральном результате проявления эрозионно-аккумулятивных процессов. Переход от нижней границы педоседиментов к исходному дну оборонительного рва зафиксирован в почвенном разрезе надежно: ожелезненный песчаник, который несомненно попал в начальный период его создания, обнаружен *in situ* на глубине 100 см. Примечательно упоминание о практике вымостки дна рва мелким бутовым камнем в результате изучения фортификационных сооружений первых веков нашей эры в регионе Ольвии [Буйских, 1991].

Предшествующий анализ физико-химических и геохимических свойств педоседиментов позволил определить 14 наиболее информативных показателей: $\text{CaO}:\text{TiO}_2$; $\text{Si}:\text{Al}$; $(\text{CaO}+\text{MgO}):\text{Al}_2\text{O}_3$; S_A ; Ke ; фракция частиц 0,001-0,005 мм и $>0,01$ мм; Corg ; $\text{Cтк}/\text{Cфк}$; C/N ; Dm ; НК-1, % к количеству НК; НК-3, % к количеству НК; Cфк , % Corg (табл. 3).

Таблица 3. Наиболее информативные показатели физико-химических свойств почв и седиментов

№ точки	Слой, см	Содержание частиц (%) размером, мм		$\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$	CO_2 , %	$\text{Si}:\text{Al}$	$(\text{CaO}+\text{MgO}):\text{Al}_2\text{O}_3$	S_A , ppm	Ke	$\text{CaO}:\text{TiO}_2$	$\Sigma\text{mo b}$, ppm
		$>0,01$	$<0,005$								
Катена на склоне вала											
1	0-14	33,67	30,09	8,12	0,97	5,20	0,21	45	13,51	2,05	567
	14-20	31,28	33,85	8,23	1,62	5,37	0,27	44	12,35	2,98	596
	20-30	32,21	33,86	8,45	3,02	6,05	0,49	34	9,19	6,09	573
2	0-10	30,61	35,18	7,91	1,19	5,67	0,21	42	14,72	1,95	596
	10-20	33,80	30,73	7,52	1,15	5,15	0,21	43	13,53	2,09	598
	20-30	36,36	28,43	7,56	1,29	5,69	0,25	43	12,67	2,41	586
3	0-10	34,25	29,40	6,95	1,08	5,83	0,20	40	14,30	1,78	624
	10-20	35,27	28,01	7,23	0,97	5,56	0,19	42	14,58	1,71	564
	20-30	33,93	30,23	6,34	0,86	5,54	0,18	43	15,41	1,77	568
4	0-10	32,51	31,56	6,95	1,08	4,99	0,22	50	12,42	2,12	592
	10-20	32,13	32,52	6,98	0,97	5,01	0,19	46	13,58	1,89	609
	20-30	31,95	32,25	7,29	0,97	5,11	0,20	49	13,77	1,91	591
Трансект-катена по днущу рва											
5	0-10	31,48	33,07	7,37	1,35	5,24	0,24	48	11,49	2,05	659
	10-20	30,58	33,89	7,00	1,19	5,11	0,23	49	11,45	2,08	600
	20-30	31,21	33,47	7,70	1,40	5,12	0,24	48	11,26	1,88	681
	30-50	32,37	32,14	7,90	1,29	5,39	0,26	46	11,39	2,17	649
	50-70	30,17	34,58	7,65	1,08	5,05	0,24	51	10,49	2,02	684
	70-90	30,45	35,46	7,56	0,97	5,07	0,24	52	10,64	2,02	692
	90-95	30,38	35,51	7,68	1,08	4,64	0,22	57	11,01	1,77	647
	95-100	29,84	36,11	7,87	0,97	4,74	0,23	55	11,32	2,08	642

По их нормированным значениям была выполнена группировка слоев педоседиментов методом иерархической классификации (рис. 2). Хроностратиграфия педоседиментов выполнена путем итерационных расчетов скоростей аккумуляции по установленной системе из 14 педогенных индикаторов, которая была положена в основу иерархической классификации слоев (рис. 2). Морфологически мощность педоседиментов оценивается в 950 мм, что при фиксированном времени окончания

строительства оборонительного сооружения, позволяет оценить среднемноголетнюю скорость аккумуляции наносов в 2,58 мм/год. По среднемноголетней оценке скорости аккумуляции наносов время формирования верхних 50 см педоседиментов можно ориентировочно связать с периодом 1818-2013 гг. Рис. 2 диагностирует по величине порогового расстояния генетический рубеж в свойствах педоседиментов выше и ниже 50 см, то есть 20-е гг. 19 в. Со слоем на глубине 50 см может быть связан наиболее существенный качественный переход к периоду с середины 18 – по начало 19 вв. (1741-1821 гг.), который был более гумидным чем в последующее время. Этот рубеж показан на рис. 2 как t_2 . Основное отличие слоёв в толще от 50 до 90 см, которым хронологически соответствует период в 155 лет (1666-1821 гг.), от более поздних педоседиментов заключается в том, что они формировались в условиях более сухого климата при невысоких темпах эрозии.

Если использовать ранее полученную зависимость прироста содержания рубидия в гумусовых горизонтах почв относительно его фонового содержания от среднегодового количества атмосферных осадков, которое реконструировано по магнитным данным [Kalinin, Alekseev, 2011], то в толще педоседиментов более гумидную обстановку диагностирует более высокое содержание Rb в слоях 0-30 см (от 79,9 до 81,4 мг/кг), а более ксеротермическим периодам отвечают слои 70-90 и 50-70 см по наименьшей концентрации Rb (77,6 и 77,8 мг/кг).

Так как на глубинах 0-10, 20-30 и 50-70 см в педоседиментах замыкающего створа рва отмечена наибольшая частота значений коэффициента обогащения частиц <1 мм по отношению к почве (>1 мм), связанные с ними периоды времени (ориентировочно 1976-2013, 1890-1935 и 1741-1821 гг.) можно считать наиболее водными за последние 3,5 столетия. Это подтверждают историко-климатические реконструкции: с 60-х годов 16 в. отмечается новый период похолодания, захвативший и XVII в. [Бараш, 1989], в южной части Восточно-Европейской равнины в малый ледниковый период увеличился поток влажных лет, особенно в интервале 1650-1750 гг. [Золотокрылин и др., 1992]. А в XVIII в. на Европейской части России климатические условия характеризовались значительным числом продолжительных дождливых периодов, многими наводнениями, а в начале 19 в. было отмечено похолодание [Borisenkov, Kobysheva, 1981].

Так как инструментальный период учета количества осадков по базовой метеостанции начинается с 1885 г., нами с помощью кросс-реконструкции рассчитан ретроспективный ряд годовых сумм осадков до 1720 г., используя дендрохронологические данные (рис. 3).

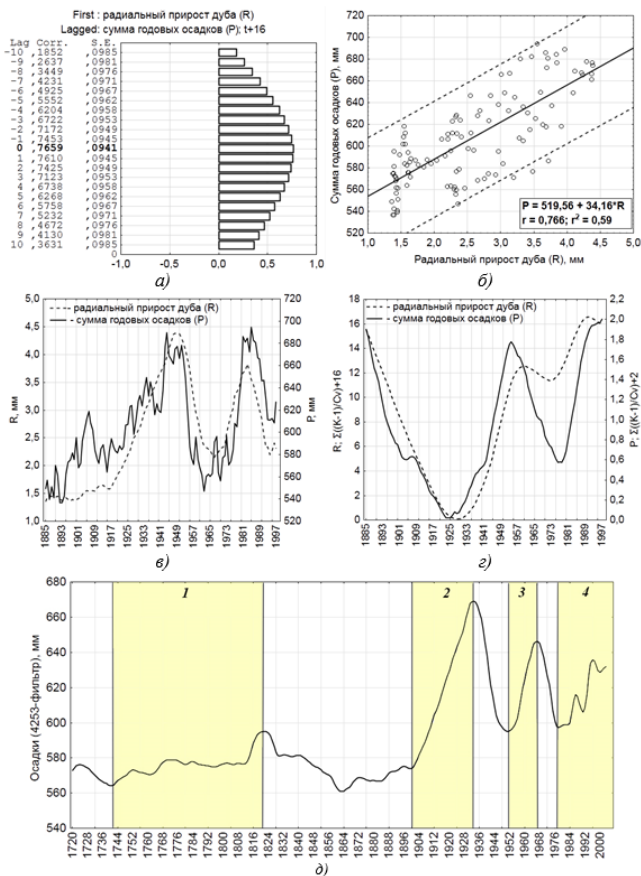


Рис. 3. Реконструкция многолетней ритмики осадков по дендрохронологическим данным: а) кросс-корреляция; б) функция корреляционной связи; в) скользящее сглаживание с 11-летним периодом; г) интегральные кривые; д) ритмика суммы годовых осадков (восстановленный ряд по радиальному приросту дуба): 1 – период 1741-1821 гг., 2 – период 1890-1935 гг.; 3 – период 1952-1966 гг.; 4 – период 1976-2013 гг.

При сопоставлении периодичности геоморфологических и климатических событий [Симонов, 1978], было показано, что циклы интенсивности процессов размыва и аккумуляции соответствуют продолжительности периода $k \cdot 10^0$ (год) и обусловлены квазитрехлетним климатическим циклом. Метод фильтрации (с использованием 4253Н фильтра) дал возможность получить сглаженный ряд годовых сумм осадков, но при этом удалось сохранить основные динамические характеристики исходного ряда (рис. 3, д). Наша реконструкция динамики условий увлажнения позволила выявить четыре качественных периода в изменении годовых сумм осадков за 293 года, когда нарастала интенсивность эрозии, что важно для интерпретации стратиграфических различий в

толще седиментов. Результаты реконструкции климата показали, что по сравнению с многолетней нормой осадков ($P = 550$ мм), в первый влажный период подъема наблюдалось повышение суммы осадков на 4,8% ($\Delta P_1 = +26,2$ мм), во второй период на 11,2% ($\Delta P_2 = +61,7$ мм), третий период на 12,6% ($\Delta P_3 = +69,4$ мм), четвертый на 11,7% ($\Delta P_4 = +64,4$ мм).

Выводы

Как показал анализ физико-химической и геохимической дифференциации по профилю аккумулярованных за 3,5 века педолитоседиментов, палеогеографическими маркерами климатической ритмичности на уровне внутривековых изменений в условиях лесостепи могут служить такие показатели как сумма аккумуляруемых в почве элементов (P, Ca, K, Mg, Mn, Cu), доля частиц 0,001-0,005 мм и >0,01 мм; содержание органического углерода и его качественный состав, а также те геохимические соотношения и коэффициенты, которые отражают процессы выщелачивания.

Установленная ритмичность условий увлажнения позволила дифференцировать скорости накопления наносов в замыкающем створе оборонительного рва по отдельным хронозонам. Отличительная особенность гумусного состояния почвы из слоя 30-50 см, который хронологически отвечает 19 в., это максимальное усиление черноземообразовательного процесса (существенное увеличение по сравнению с выше- и нижележащими слоями 1-й и 3-й фракции гумусовых кислот при соответствующем уменьшении доли таких же фракций фульвокислот). Этот слой отличает и гранулометрический состав: здесь отмечено максимальное содержание во всем профиле тонкого песка (0,05-0,25 мм), больше частиц размером 0,01-0,05 мм и в целом частиц >0,01 мм по сравнению с выше- и нижележащими слоями. Наиболее вероятным объяснением может служить предположение о снижении проективного покрытия растительности в тальвеге из-за более ксероморфного ее характера в XIX веке. Современная почва, в 160 м выше по тальвегу (т. 4-1), которая отражает климат лесостепи, характеризуется в слое 0-10 см такими же особенностями как и почва из слоя 30-50 см. Так как педогенные особенности эрозионной катены отчетливо отражаются по наличию коллоидов и сумме частиц <0,0005 мм (тонкого ила и коллоидов) можно выделить позиции в ландшафте и хронозоны в педоседиментах, где транспорт наносов доминировал над педогенезом: т. 4 во всем профиле и слои 10-20 и более 70 см в замыкающем створе. История формирования седиментов за 3,5 века может быть охарактеризована следующими основными этапами: двум пльвиальным периодам: 1890-1935, 1976-2013 гг. соответствуют в замыкающем створе рва горизонты 30-20 и 10-0 см с близкими среднегодовыми скоростями аккумуляции наносов 2,80 и 2,85 мм/год соответственно. Наиболее длительным периодам геоморфологического «затишья» и ксероморфности климатических условий в 1821-1890 и 1666-1741 гг. соответствуют горизонты седиментов на глубине 30-50 и 70-90 см соответственно, когда среднегодовые скорости накопления наносов составляли 2,47 мм/год. Промежуточное положение занимает период 1741-1821 гг., которому соответствует слой 50-70 см, а аккумуляция седиментов проходила со средней скоростью 2,59 мм/год. Примечательно, что слой 30-50 см наряду со слоем 10-20 см по среднему геометрическому значению величины коэффициента K_{ci} , который был рассчитан по

содержанию 25 химических элементов, имеют наиболее низкие значения, чем другие слои седиментов во рву. Это свидетельствует о слабой энергии водных потоков и низкой эрозионной активности.

Результаты исследования убеждают в перспективности целенаправленного поиска и широкого (в пространственно-временном отношении) изучения датированных объектов антропогенного рельефообразования, которые имеют стоково-геохимический ряд по топографическому градиенту, с целью установления почвенно-геоморфологических взаимоотношений и калибровки математических моделей природных процессов по натурным данным. В этой связи охрана объектов историко-культурного наследия должна быть более комплексной и предполагать возможность проведения мультидисциплинарных естественнонаучно-исторических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Бараи С.И.* История неурожаев и погоды в Европе (по XVI в. н.э.). Л.: Гидрометеиздат. 1989. 238 с.
- Бевз В.Н.* Некоторые теоретические аспекты изучения склоновых ландшафтов // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. География. Геоэкология. 2004. 1. С. 75–78.
- Буйских С.Б.* Фортификация Ольвийского государства (первые века нашей эры). Киев: Наукова думка. 1991. 160 с.
- Вернадский В.И.* Заметки о распространении химических элементов в земной коре. История рубидия, цезия и таллия // Известия Акад. Наук. 1909. 6(3/12). С. 821–832.
- Глазовская М.А.* Геохимия природных и техногенных ландшафтов. М.: Высшая школа. 1999.
- Земляницкий Л.Т.* Почвенные образования на каналах у Петрова вала в Камышинском районе // Почвоведение. 1949. 5. С. 285–295.
- Золотокрылин А.Н., Канцёвская И.В. Кренке А.Н.* Районирование территории России по степени экстремальности природных условий для жизни // Изв. РАН. Сер. геогр. 1992. № 6. С. 16–30.
- Лисецкий Ф.Н., Митряйкина А.М., Сливченко Е.Н.* Временные ряды величин радиального прироста деревьев типичной лесостепи. Свидетельство об официальной регистрации базы данных №2007620209. Зарег. в Реестре баз данных 13.06.2007 г.
- Лисецкий Ф.Н., Половинко В.В.* Эрозионные катены на земляных фортификационных сооружениях // Геоморфология. 2012. № 2. С. 65–78.
- Лисецкий Ф.Н., Светличный А.А., Черный С.Г.* Современные проблемы эрозиоведения / Под ред. А.А. Светличного. Белгород: Константа. 2012. 456 с.
- Перельман А.И.* Геохимия ландшафта. М.: Высшая школа. 1975. 341 с.
- Протасова Н.А., Щербаков А.П.* Микроэлементы (Cr, V, Ni, Mn, Zn, Cu, Co, Ti, Zr, Ga, Be, Ba, Sr, B, I, Mo) в черноземах и серых лесных почвах Центрального Черноземья. Воронеж: Воронежский госуниверситет. 2003. 368 с.
- Самонова О.А., Асеева Е.Н.* Латеральное распределение металлов в составе гранулометрических фракций почв лесных катен (Смоленско-Московская

возвышенность) // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2009. 3. С. 58–65.

Семенков И.Н., Асеева Е.Н., Терская Е.В. Геохимическая структура лесостепных катен балочного водосбора в бассейне р. Упа // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2013. № 6. С. 68–75.

Симонов Ю.Г. Основные проблемы климатической геоморфологии // Проблемы климатической геоморфологии. 1978. С. 6–30.

Сурмач Г.П. Рельефообразование, формирование лесостепи, современная эрозия и противоэрозионные мероприятия. Волгоград. 1992. 175 с.

Танков А.А. Историческая летопись курского дворянства. М.: Издание курского дворянства. 1913.

Шатохин И.Т. Типология оборонительных сооружений юго-западного фаса Белгородской черты. Археология славянского юго-востока. Воронеж. 1991. С.106–110.

Baitinger H., Kresten P. Geoarchaeology of two Hessian vitrified ramparts: Glauberg and Altkönig [Geoarchäologie zweier Hessischer «schlackenwälle»: Glauberg und Altkönig] // *Archaeologisches Korrespondenzblatt*. 2012. 42(4). P. 493–508.

Bartz M., Rixhon G., Kehl M., El Ouahabi M., Klasen N., Brill D., Weniger G.-C., Mikdad A., Brückner H. Unravelling fluvial deposition and pedogenesis in ephemeral stream deposits in the vicinity of the prehistoric rock shelter of Ifri n'Ammar (NE Morocco) during the last 100 ka // *Catena*. 2017. 152. P. 115–134.

Borisenkov E.P., Kobysheva N.V. Study of climate and its applied aspects // Proceedings of the technical conference on climate: Asia and western Pacific, held at Guangzhou, China, Dec 1980, (World Meteorological Organization, Geneva; WMO-578). 1981. P. 267–273.

Cantón Y., Solé-Benet A., Asensio C., Chamizo S., Puigdefàbregas J. Aggregate stability in range sandy loam soils Relationships with runoff and erosion // *Catena*. 2009. 77(3). P. 192–199.

Dixon J.C. Pedogenesis with respect to geomorphology // *Treatise on Geomorphology*. 2013. 4. P. 27–43.

Fitze P., Egli M. Formulation of pedologic mass balance based on immobile elements: a revision // *Soil Science*. 2000. 165(5). P. 437–443.

Goleusov P.V., Lisetskii F.N. Soil development in anthropogenically disturbed forest-steppe landscapes // *Eurasian Soil Sci*. 2008. 41(13). P. 1480–1486.

González-Arqueros M.L., Vázquez-Selem L., Gama Castro J.E., McClung de Tapia E., Sedov S. History of pedogenesis and geomorphic processes in the valley of teotihuacán, Mexico: Micromorphological evidence from a soil catena [História da pedogênese e dos processos geomorfológicos no vale de teotihuacán, México: Evidências micromorfológicas de uma catena de solos] // *Spanish Journal of Soil Science*. 2013. 3(3). P. 201–216.

Goryachkin S.V. Studies of the soil cover patterns in modern soil science: Approaches and tendencies // *Eurasian Soil Science*. 2005. 38(12). P. 1301–1308.

Grützner C., Bemmann J., Berking J., Frechen M., Klingner R., Klitzsch N., Linzen S., Mackens S., Oczipka M., Piezonka H., Reichert S., Schneider M., Schütt B.

Improving archaeological site analysis: A rampart in the middle Orkhon Valley investigated with combined geoscience techniques // *Journal of Geophysics and Engineering*. 2012. 9(4). P. S70–S80.

Hubert-Ferrari A., El-Ouahabi M., Garcia-Moreno D., Avşar U., Altınok S., Schmidt S., Fagel N., Çağatay M.N. Earthquake imprints on a lacustrine deltaic system: The Kürk Delta along the East Anatolian Fault (Turkey) // *Sedimentology*. 2017. 64(5). P. 1322–1353.

Kalinin P.I., Alekseev A.O. Geochemical characterization of loess-soil complexes on the Terek-Kuma Plain and the Azov-Kuban' Lowland // *Eurasian Soil Science*. 2011. 44(12). P. 1315–1332.

Kasimov N.S., Perel'man A.I. The geochemistry of soils // *Eurasian Soil Science*. 1992. 24(4). P. 59–76.

Khan K.Yu., Pozdnyakov A.I., Son B.K. Structure and stability of soil aggregates // *Eurasian Soil Science*. 2007. 40(4). P. 409–414.

Kononova M.M., Alexandrova I.V. Formation of humic acids during plant residue humification and their nature // *Geoderma*. 1973. 9(3). P. 157–164.

Labaz B., Muszytyfaga E., Waroszewski J., Bogacz A., Jezierski P., Kabala C. Landscape-related transformation and differentiation of Chernozems – Catenary approach in the Silesian Lowland, SW Poland // *Catena*. 2018. 161. P. 63–76.

Lisetskii F.N., Goleusov P.V., Moysiyenko I.I., Sudnik-Wojcikowska B. Microzonal distribution of soils and plants along the catenas of mound structures // *Contemporary Problems of Ecology*. 2014. 7(3). P. 282–293.

Liu G., Li L., Wu L., Wang G., Zhou Z., Du S. Determination of soil loss tolerance of an entisol in Southwest China // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2009. 73(2). P. 412–417.

Morgan R.P.C. Soil Erosion. Longman. London and New York. 1979. 113 p.

Munsell A.H. Munsell soil color charts. Munsell Color. 2000.

Nadel D., Bar-Oz G., Avner U., Malkinson D., Boaretto E. Ramparts and walls: Building techniques of kites in the Negev Highland // *Quaternary International*. 2013. 297. P. 147–154.

Ollier C.D. Catenas in different climates // *Geomorphology and Climate*. 1976. P. 137–169.

Pla-Pueyo S., Viseras C., Candy I., Soria J.M., García-García F., Schreve D. Climatic control on palaeohydrology and cyclical sediment distribution in the Plio-Quaternary deposits of the Guadix Basin (Betic Cordillera, Spain) // *Quaternary International*. 2015. 389. P. 56–69.

Pustovoytov K., Deckers K., Goldberg P. Genesis, age and archaeological significance of a pedosediment in the depression around Tell Mozan, Syria // *Journal of Archaeological Science*. 2011. 38(4). P. 913–924.

Samonova O.A., Aseyeva E.N., Kasimov N.S. Metals in 1–0.25 mm grain-size fraction in the soils of the mixed forest zone of the Russian plain // *Journal of Geochemical Exploration*. 2018. 184. P. 381–393.

Šekularac N., Tovarović J.C., Ivanović-Šekularac J. Investigating structural stability of historic buildings: A case study of a rampart wall of Hilandar Monastery //

Structural Engineering International: Journal of the International Association for Bridge and Structural Engineering (IABSE). 2017. 27(3). P. 353–361.

Semenova L.N., Semenov Y. The migration ability of heavy metals in soils as the sensitivity indicator of geosystems // Geography and Natural Resources. 2010. 31(2). P. 116–123.

Sommer M., Schlichting E. Archetypes of catenas in respect to matter – a concept for structuring and grouping catenas // Geoderma. 1997. 76(1-2). P. 1–33.

Stone R.P., Hilborn D. Universal soil loss equation (USLE). Fact-sheet agricultural engineering (Ministry of Agriculture, Food and Rural Affairs). 2000.

Sycheva S., Glasko M., Chichagova O. Holocene rhythms of soil formation and sedimentation in the Central Russian Upland // Quaternary International. 2003. 106. P. 203–213.

Tanasienko A.A., Yakutina O.P., Chumbaev A.S. Effect of snow amount on runoff, soil loss and suspended sediment during periods of snowmelt in southern West Siberia // Catena. 2011. 87(1). P. 45–51.

Targulian V.O., Goryachkin S.V. Soil memory: Types of record, carriers, hierarchy and diversity // Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. 2004. 21(1). P. 1–8.

Thornes J.B., Brunsden D. Geomorphology and Time: London. England: Methuen. 1977.

Vanwallegem T., Stockmann U., Minasny B., McBratney A.B. A quantitative model for integrating landscape evolution and soil formation // Journal of Geophysical Research: Earth Surface. 2013. 118(2). P. 331–347.

Wischmeier W.H., Smith D.D. Predicting rainfall erosion losses. Agricultural handbook. Washington. 1978. 65 p.

Zolotareva B.N., Bukhonov A.V., Demkin V.A. The structural state of buried and surface soils of solonetzic complexes in the dry steppe zone of the Lower Volga basin // Eurasian Soil Science. 2012. 45(7). P. 690–699.