

Научные сообщения

УДК 551.4.07(477.62)

© 2013 г. А.А. ВЕЛИЧКО, Е.А. КОНСТАНТИНОВ

ОПЫТ РЕКОНСТРУКЦИИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ МОРФОДИНАМИКИ ПЛАКОВ СЕВЕРНОГО ПРИАЗОВЬЯ (КЛЮЧЕВОЙ УЧАСТОК МЕЛЕ- КИНО, ДОНЕЦКАЯ ОБЛАСТЬ УКРАИНЫ)¹

Введение

Свойственная истории географической оболочки Земли (начиная с протерозоя) периодическая смена теплых и холодных этапов различного ранга (от гляцио- и термоэрозий до ледниковых и межледниковых эпох внутри самих гляциоэрозий) определила, как известно, радикальные перестройки состояния ландшафтов. При этом представляется, что геоморфологический компонент испытывал весьма глубокие изменения, возможно, более глубокие по сравнению с другими ландшафтными компонентами, особенно при переходе от теплых эпох (межледниковых) к холодным (ледниковым). Эти изменения касались, прежде всего (согласно концепции И.П. Герасимова), морфоскульптурной составляющей, а не морфоструктурной (хотя и здесь могло проявляться влияние климатических ритмов – в частности, ледниковые щиты вызывали прогибание земной коры). С наступлением гляциоэрозий, наряду с факторами, свойственными термоэрозиям, в действие включалась новая мощная группа таковых, связанная с криогенными рельефообразующими процессами. Возникали новые геоморфологические образования (феномены) в виде ледниковых щитов и покровов, развитие которых сопровождалось формированием областей экзарации и зон многообразного комплекса аккумулятивно-го рельефа в краевых частях ледников; одновременно зарождалась, а затем стремительно распространялась область многолетней мерзлоты, с присущим только ей чрезвычайно динамичным комплексом рельефообразующих процессов. Ледниковые эпохи сопровождалась также развитием эрозивных процессов, среди которых наиболее характерным для перигляциальной области является лёссовобразование. Аккумуляция лёссов приводила не только к повышению поверхности многих равнинных территорий, но и вызывала эффект нивелировки, вуалирования неровностей подстилающего рельефа и, вместе с тем, в фазы увлажнения способствовала резкой активизации склоновых и эрозивных процессов. Наконец, нельзя не упомянуть о периодичности глобального роста площади суши, связанного с регрессией мирового океана за счет объема покровного оледенения, и возникновении на осушенном шельфе инициальной группы рельефообразующих процессов.

¹ Работа выполнена Лабораторией эволюционной географии ИГРАН совместно с Институтом аридных зон ЮНЦ РАН в рамках программы ОНЗ РАН № 13.9.2 “Этапы становления и перспективы развития аридной зоны Восточно-Европейской равнины по материалам Доно-Азовского региона”.

Окончание холодного этапа приводило к сокращению перечисленных выше процессов, но в различной степени – в зависимости от ранга потепления. В термоэру, т.е. в период длительного (в геологических масштабах времени) потепления высокого уровня (так, например, среднеглобальная температура приземной атмосферы в оптимум эоцена была выше современной на 6–8 °С, т.е. по сравнению с пессимумом гляциоэры повышалась на 10–12 °С [1]) выраженность прежних ледниково-криогенных феноменов нивелировалась, а их палеогеоморфологические признаки сохранялись плохо. Однако в интервале внутри гляциоэры неоднократная смена ледниковых эпох межледниковыми характеризовалась менее существенной амплитудой температур – в максимум последней валдайской ледниковой эпохи глобальная температура была ниже современной не более чем на 4 °С. В этих условиях часть феноменов ледниковой эпохи – таких как оледенение и многолетняя мерзлота – деградировали не полностью, а на освобожденных территориях формировались соответствующие геоморфологические комплексы. В этих комплексах в большей степени, чем в других компонентах современного ландшафта, сохраняются признаки унаследованности. Выявление этих признаков и анализ их соотношения с современными рельефообразующими процессами имеет важное не только теоретическое, но и прикладное значение. В теоретическом отношении анализ реликтового рельефа необходим как для палеоландшафтных реконструкций, так и для установления генетических свойств современной ландшафтной системы. Примеры унаследованности древнего рельефа в топографии современной поверхности встречаются повсеместно: моренные гряды, озы, реликтовые ледниковые озера и материковые дюны северо-запада Восточно-Европейской равнины [2, 3]; криогенные формы центральной Якутии – “палеогеографический реликт”, по словам И.П. Герасимова [4]; периодическая экспансия зон опустынивания в аридных областях [5]; широко распространенные на Восточно-Европейской равнине реликтовые мерзлотные образования в виде криогенной морфоскульптуры [6].

В числе прикладных аспектов применения данных о реликтовых комплексах рельефа отметим такие как: поиск строительных материалов и проектирование инженерных и жилых сооружений, учет роли реликтового полигонального рельефа при разработке противоэрозионных мероприятий в районах развития овражно-балочной сети и др.

Весьма существенной является задача изучения истории формирования рельефа. Эта задача, естественно, решается полнее всего, если после погребения сохранились основные черты древнего рельефа. Однако чаще всего в таких исследованиях приходится ограничиваться лишь фрагментами последнего, оставшимися после воздействия различных денудационных процессов. В субэразальных условиях потери информации вследствие денудации неизбежны, но чем значительнее баланс аккумуляция-денудация смещен в сторону аккумуляции, тем подробнее и полнее палеогеоморфологическая запись. В качестве положительного примера можно сослаться на район вулканизма Камчатки [7], где горизонты вулканического пепла чередуются с уровнями эфемерного почвообразования, фиксирующего интервалы, которые разделяют этапы вулканической активности. Примером прерывистой и трудно дешифрируемой палеогеоморфологической записи служат районы многократных оледенений, где из-за ледниковой экзарации часто сложно установить рельефообразующую роль погребенной морены и ее возраст.

Степень надежности проводимых реконструкций во многом зависит от пространственной обеспеченности необходимыми данными. Информация, если она ограничивается лишь редкими разрезами, будет затруднять установление пространственно-фациальных связей между горизонтами различного генезиса, и, следовательно, становится менее ясной степень вклада каждого фактора в облик погребенного рельефа. Не всегда также удастся располагать необходимой аргументацией хронологического характера и тем самым выявлять наличие пропусков (лагов) в цепи событий.

Анализ погребенного рельефа оказался весьма эффективным при исследовании рельефообразующих процессов и истории формирования рельефа обширной области распространения лёссово-почвенной формации (ЛПФ), занимающей большую часть южной половины Восточно-Европейской равнины. Уже во внутренних районах этой области, в глубоких оврагах и долинах рек бассейнов Дона, Днепра и Днестра удавалось проследивать соотношение между современной поверхностью и положением горизонтов ископаемых почв, разделенных лёссами. Но особенно яркое впечатление производит представленность лёссово-почвенных серий в обрывах побережий Черного и Азовского морей. Так, высокая обнаженность береговых обрывов Азовского моря открывает возможность на протяжении многих километров по положению горизонтов ископаемых почв “читать напрямую” историю формирования рельефа в интервале плейстоцена. Можно не сомневаться, что большинство исследователей лёссов в данном регионе в своих полевых дневниках фиксировали положение горизонтов в таких обрывах. Подобные зарисовки начал делать один из авторов данной статьи еще в период раннего этапа работ в Приазовье [8]. Более обстоятельный палеогеоморфологический анализ (все так же на уровне зарисовок береговых обнажений) проводился с 2005 г. на ключевых участках, когда начались совместные исследования Института географии РАН и Южного научного центра РАН по проблеме истории развития аридной зоны юга России. И все же нельзя не отметить парадоксальность того, что за более чем вековую историю исследований лёссов Приазовья специальных работ, посвященных палеогеоморфологическим реконструкциям, не проводилось. Отчасти это можно объяснить имевшейся до недавнего времени неполнотой в разработке обоснованной хроностратиграфической схемы строения лёссово-почвенной серии (толщи) Доно-Азовского региона. Работы последних лет [9–12] восполняют этот пробел. Предложенная схема строения лёссово-почвенной серии базируется на комплексе данных: соотношении с подстилающими лиманно-аллювиальными уровнями, палеофаунистических определениях, палеомагнитных характеристиках, а также данных физического датирования (^{14}C и OSL). Все эти материалы позволяют установить четкую последовательность этапов развития ландшафтных комплексов в плейстоцене, провести их корреляцию с межледниковыми и ледниковыми этапами и, следовательно, в рамках прямой сопряженности фиксировать циклы рельефообразования, включающие смену термо- и криоинтервалов внутри последней позднеледниковой гляциозеры. Важно также, что к настоящему времени получены детальные морфотипические характеристики разновозрастных палеопочв и

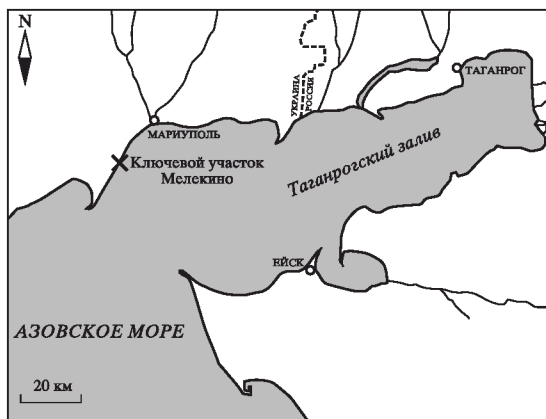


Рис. 1. Расположение ключевого участка

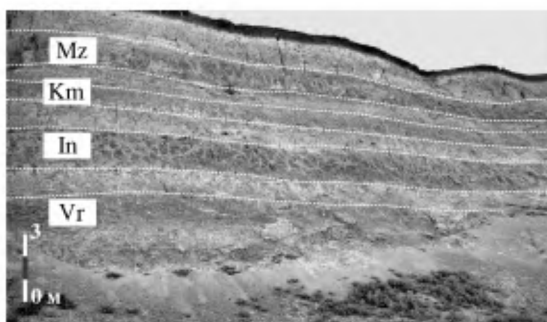


Рис. 2. Вид берегового обнажения на ключевом участке Мелекино. Наблюдается чередование ископаемых почвенных комплексов (темные слои) и лёссов (светлые слои)
Почвенные комплексы: Vr – воронский, In – инжавинский, Km – каменский, Mz – мезинский

Приазовье [8]. Более обстоятельный палеогеоморфологический анализ (все так же на уровне зарисовок береговых обнажений) проводился с 2005 г. на ключевых участках, когда начались совместные исследования Института географии РАН и Южного научного центра РАН по проблеме истории развития аридной зоны юга России. И все же нельзя не отметить парадоксальность того, что за более чем вековую историю исследований лёссов Приазовья специальных работ, посвященных палеогеоморфологическим реконструкциям, не проводилось. Отчасти это можно объяснить имевшейся до недавнего времени неполнотой в разработке обоснованной хроностратиграфической схемы строения лёссово-почвенной серии (толщи) Доно-Азовского региона. Работы последних лет [9–12] восполняют этот пробел. Предложенная схема строения лёссово-почвенной серии базируется на комплексе данных: соотношении с подстилающими лиманно-аллювиальными уровнями, палеофаунистических определениях, палеомагнитных характеристиках, а также данных физического датирования (^{14}C и OSL). Все эти материалы позволяют установить четкую последовательность этапов развития ландшафтных комплексов в плейстоцене, провести их корреляцию с межледниковыми и ледниковыми этапами и, следовательно, в рамках прямой сопряженности фиксировать циклы рельефообразования, включающие смену термо- и криоинтервалов внутри последней позднеледниковой гляциозеры. Важно также, что к настоящему времени получены детальные морфотипические характеристики разновозрастных палеопочв и

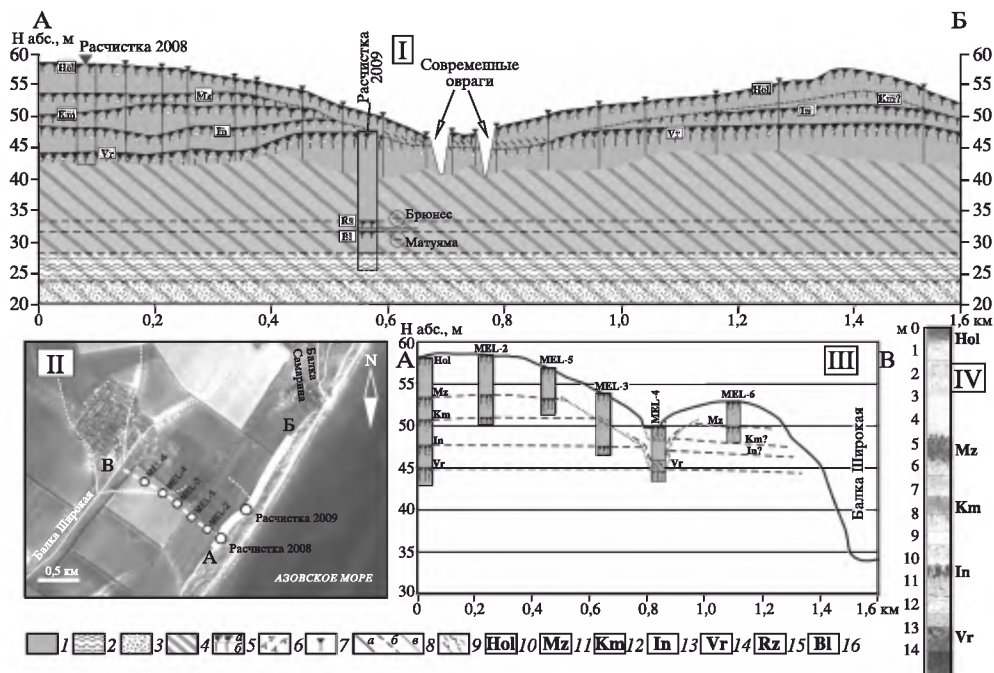


Рис. 3. Ключевой участок Мелекино

I – береговое обнажение; II – ключевой участок Мелекино на космическом снимке (жирная сплошная линия – положение берегового обнажения, изображенного на рис. I, жирный пунктир – линия бурового профиля, кружки – положение скважин и опорных расчисток, тонкая сплошная линия – тальвеги балок, тонкий пунктир – тальвеги ложбин); III – буровой профиль; IV – зарисовка колонки отложений опорной расчистки 2008 (выполнена А.А. Величко).

1 – лёссовые отложения; 2 – эоплейстоценовые лиманные глины; 3 – русловые пески хапровского возраста; 4 – обвалочно-оползневой шлейф; 5 – почвы (а – гумусовый горизонт, б – горизонт В); 6 – карбонатные новообразования; 7 – места инструментальной фиксации положения стратиграфических уровней; 8 – геологические границы (а – установленные, б – предполагаемые, в – эрозийные контакты); 9 – признаки склонового переотложения (слоистость, комки, смытые горизонты почв и т. п.); обозначения почв: 10 – голоценовая, 11 – мезинский ПК, 12 – каменский ПК, 13 – инжавинский ПК, 14 – воронский ПК, 15 – ржаксинская, 16 – балашовская

диагностированы типы почвообразования. Указанные факторы создали необходимую основу для постановки на новом инструментальном уровне реконструкции этапов развития рельефа на базе изучения Приазовской лёссово-почвенной формации.

Методика исследований

Для проведения конкретных исследований авторами статьи были разработаны общие методические подходы, предусматривающие, в частности, инструментальную фиксацию стратиграфических подразделений в двух направлениях: вдоль береговых обрывов, а также в поперечных сечениях на основе данных бурения. Фиксировалось: положение кровли палеопочвенных уровней, которая здесь, как установлено [13], отвечает поверхности межледниковых этапов; эрозийные контакты в толще отложений – погребенные поверхности размыва; специфика структуры, цвета и текстуры отложений, отмечались включения и новообразования. Диагностика погребенных почв в береговом обнажении и скважинах проводилась на основе морфотипических признаков, разработанных Т.Д. Морозовой, и опиралась на детально изученный [13] с применением комплекса аналитических методов (литолого-геохимического, палео-

педологического, микроморфологического, палеомагнитного, палеофаунистического) разрез – основу ключевого участка.

Методика полевых работ была подготовлена Е.А. Константиновым и им же проводились палеогеоморфологические реконструкции на ключевом участке. Высотная привязка слоев в береговом обнажении производилась с использованием нивелира и измерительной ленты, плановая привязка осуществлялась с помощью GPS приемника Garmin eTrex Legend. Положение ископаемых почв в поперечном створе (в крест береговому обнажению) определялось посредством бурения в комплексе с геодезической привязкой устьев скважин. В работах был использован ручной бур Eijkelkamp голландского производства с комплектом штанг и пробоотборников, позволяющий осуществлять проходку скважин до глубины 15 м. Буровой профиль пересекает основные элементы рельефа – от высокой поверхности водораздела до тальвега эрозионной формы, что позволяет наилучшим образом выявить соотношение современного и древнего рельефа.

Ключевой участок Мелекино

Экспериментальным полигоном, положившим начало палеогеоморфологическим исследованиям, послужил ключевой участок Мелекино (рис. 1, 2). Здесь расположен один из наиболее полных разрезов плейстоценовой ЛПФ азовского побережья. Для четырех верхних погребенных почвенных комплексов (ПК) (рис. 3), на основе фиксации которых проводились палеогеоморфологические реконструкции, получена надежная возрастная оценка [13]. Основные фазы формирования ПК соотносятся с межледниковыми эпохами (сверху вниз): *мезинский* ПК – миккулинское межледниковье, MIS 5e, ~135–117 тыс. л. н., *каменский* – каменское, MIS 7, ~190–220 тыс. л. н., *инжавинский* – лихвинское, MIS 9, ~300–340 тыс. л. н., и *воронский* ПК – мучкапское межледниковье, MIS 13, ~470–500 тыс. л. н.

Рельеф. Ключевой участок Мелекино принадлежит пологонаклонной к югу аллювиально-морской террасе с покровом лёссовых отложений, которая протягивается узкой (5–10 км) полосой вдоль северного побережья Таганрогского залива. Абсолютные отметки водоразделов в пределах участка снижаются от 67 м на севере до 58 м на юге. Разветвленная балочно-ложбинная сеть (рис. 3–II), расчленяющая поверхность террасы занимает примерно 30% от площади рассматриваемого участка. Тальвеги крупных балок в среднем течении расположены на уровне 25–35 м абс., а в приустьевых частях углублены до 3–7 м абс. В настоящее время активного проявления линейной эрозии на рассматриваемой территории не наблюдается. Днища балок стабильны – без донных врезов. Эрозионные рытвины и редкие овраги характеризуются малой длиной (десяtkи метров) и не обнаруживают признаков активного роста. Они главным образом приурочены к береговому обрыву и крайне немногочисленны за его пределами.

Строение отложений. В основании берегового обрыва (рис. 3–I) ранее был вскрыт [8] хапровский (поздний плиоцен – начало эоплейстоцена) аллювий палео-Дона. Сизые лиманные глины, залегающие на хапровских песках и имеющие мощность 5–10 м, на основании фаунистических определений относят к середине эоплейстоцена [8]. Примечательно, что кровля лиманных отложений поднимается до абс. высоты 25–30 м. Выше сизых глин залегает мощная (до 30 м) субэральная лёссово-почвенная толща, включающая до 6 погребенных уровней почвообразования [13]. В основании субэральной толщи между двумя ископаемыми почвами (балашовской и ржаксинской) зафиксирована граница между геомагнитными эпохами Матуяма и Брюнес [14]. Таким образом, переход поверхности на субэральный этап развития, характеризующийся цикличностью фаз лёссонакопления и почвообразования, следует относить ко второй половине эоплейстоцена.

Развитие рельефа в эоплейстоцене и раннем неоплейстоцене. Ввиду того, что нижняя часть берегового обрыва (рис. 3–I) закрыта мощным шлейфом обвального оползневых накоплений, мы не в силах подробно реконструировать историю рельефа рас-

смаатриваемого участка в домучкапское время (ниже воронского ПК). Для самого начала субаэрального этапа логично предполагать относительно выположенный характер поверхности, которая стала в то время осушенным дном мелководного приустьевового залива – лимана палео-Дона. Облик современного рельефа с весьма высокими показателями эрозионного расчленения, а также данные изучения берегового обнажения и буровых кернов, указывают на то, что морфология ключевого участка претерпела значительные изменения за время субаэрального развития. Эти изменения были связаны главным образом с эволюцией эрозионной сети. Трансформация первичной морфологии происходила на фоне общего повышения уровня поверхности, которое было связано как с лёссовой аккумуляцией, так, вероятно, и с тектоническим поднятием (на это косвенно указывает положение кровли лиманных глин – 30 м над у. м.). Предположение о тектоническом поднятии территории согласуется с данными других исследователей [15, 16], которые указывают на воздымание Приазовского кристаллического массива (ключевой участок Мелекино расположен вблизи его юго-восточной периферии) в плейстоцене и даже на современном этапе.

Положение в разрезах ископаемых почвенных уровней указывает на то, что крупные (магистральные) балки, такие как Самарина и Широкая являются весьма древними. Так, в береговом обнажении (в его СВ части – рис. 3–I) отчетливо видны перегиб и уклон воронского ПК в сторону днища балки Самарина, что говорит о домучкапском возрасте данного балочного склона. Инжавинский ПК повторяет положение воронского ПК – это свидетельствует о сохранении склона (и, очевидно, самой балки) и на этапе лихвинского межледниковья. Каменский и мезинский ПК на склоне балки Самарина оказались уничтожены – вероятно, это произошло в послемиланкского время, на что здесь указывает эрозионный контакт в основании валдайского лёсса.

Ввиду более низкой информативности буровых данных, анализ бурового профиля (рис. 3–II) позволяет получить лишь косвенные свидетельства древнего происхождения склонов балки Широкой, сопоставимой по порядку с балкой Самарина: общий уклон четырех погребенных почвенных уровней направлен от водораздельной поверхности в сторону балки, причем он с каждым новым межледниковым этапом плавно возрастает. Этот постепенно возрастающий уклон, по-видимому, отражает закономерный рост интенсивности процессов сноса в направлении от водораздела к склонам балки. Полученные данные опосредованно указывают на то, что балочный склон был сформирован еще в домучкапское время, и балка с момента формирования и вплоть до современности сохраняла свое положение в рельефе.

Таким образом, наиболее крупные эрозионные формы (магистральные балки) на данной территории уже были сформированы к началу мучкапского времени (MIS 13), которому в разрезе отвечает воронский ПК. В среднем – позднем неоплейстоцене и голоцене эти формы главным образом наследовались. Если говорить точнее, наследовалось само положение эрозионных форм, а их размеры и морфология могли изменяться весьма значительно. И все же лёссонакопление и склоновая аккумуляция были не в состоянии заполнить балки до полной нивелировки поверхности – во время этапов преобладающей аккумуляции происходило лишь некоторое сглаживание рельефа, уменьшение размаха высот. Весьма вероятно также, что основные черты современной (точнее экспонированной) эрозионной сети заложились уже на ранних этапах развития поверхности в субаэральном режиме – со второй половины эоплейстоцена. Однако это утверждение еще требует дополнительной проверки.

Довалдайская (MIS 13 – MIS 5e) морфодинамика плакоров. Зафиксированные в береговом обнажении и в буровых кернах погребенные уровни почвообразования в комплексе с текстурными особенностями отложений позволяют детализировать морфодинамику плакоров начиная с мучкапского времени (воронский ПК). Анализ полученных геологических разрезов (рис. 3–I, 3–II) выявляет существенные различия в соотношении процессов денудации и аккумуляции в довалдайское время по сравне-

нию с этапом, который соответствует последнему ледниково-межледниковому циклу (валдайское время – голоцен).

Морфология плакоров на довалдайском этапе не претерпела значительных изменений, о чем мы можем судить по согласному залеганию лёссовых горизонтов, что подчеркнуто в разрезе облекающим рисунком палеопочвенных уровней (вышележащая почва повторяет положение нижележащей). Отсутствие стратиграфических несогласий и эрозионных контактов в береговом обнажении и на буровом профиле для интервала воронский ПК – мезинский ПК указывает на то, что эволюция поверхности в довалдайское время шла на фоне доминирующей лёссовой аккумуляции. Фазы похолодания, аридизации и относительно интенсивной аккумуляции пыли (ледниковья) разделялись фазами стабилизации поверхности с преобладанием процессов семигумидного типа и развитием почвообразования (межледниковья). В целом, для рассматриваемого интервала, процессы сноса на плакорах характеризовались низкой интенсивностью и не приводили к существенной трансформации рельефа. Накопление лёссов вело, главным образом, к повышению общего уровня поверхности, при сохранении основных морфологических черт и вуалировании форм микрорельефа.

Морфодинамика плакоров в валдайскую эпоху и в голоцене. Унаследованная еще с мучапского времени морфология плакоров в главных чертах сохранялась как минимум до конца микиулинского межледниковья, рельеф которого маркируется в разрезах мезинским ПК. Эта морфология была значительно трансформирована в послемикиулинское время. Наблюдаемые в разрезах стратиграфические несогласия и эрозионные контакты, срезающие мезинский ПК, указывают на послемикиулинский этап активизации процессов сноса на плакорах.

Береговое обнажение (рис. 3–I) сечет поперек пологую ложбину, имеющую глубину 7–9 м при ширине 700–800 м. Здесь к низкому участку обрыва приурочены современные овраги, что очевидно связано с концентрацией стока в данной ложбине. Строение бортов и днища ложбины говорит о том, что эта форма наследует послемикиулинский врез. Эрозионный контакт, последовательно срезающий палеопочвы, маркирует поверхность максимального вреза, послемикиулинский возраст которого определяется по выклиниванию мезинского ПК. Максимальный врез погребен на глубине от двух (на склонах ложбины) до трех–четырех (в днище) метров. Врез заполнен лёссовидным суглинком, близким по составу материалу, в котором выработана данная форма. В днище вреза, в нижней части слоя заполнения (нижний метр), можно наблюдать признаки склонового переотложения: здесь отмечена сложная волнистая слоистость и комки гумусированного суглинка. Выше материал заполнения становится более однородным, лёссоподобным. Местами эрозионный контакт подчеркнут эфемерным почвообразованием, в основном же он свободен от признаков продолжительной стабилизации поверхности. По-видимому, поверхность размыва была достаточно быстро погребена за счет склоновой и озовой аккумуляции.

Основную фазу выполнения палеовреза есть основания соотносить с поздним валдаем (MIS 2; этап, следующий за брянским интерстадиалом, т.е. после ~ 29 тыс. л. н.). Заполняющий врез материал фациально замещается по разрезу валдайским лёссом, основная фаза накопления которого в Приазовье относится к концу валдайской эпохи [13]. Так как мы установили, что аккумуляция в днище палеовреза началась практически сразу после его образования, можно предположить и поздневалдайский возраст заложения вреза. Голоцен стал временем относительной стабилизации поверхности с малоинтенсивной (1–3 м) аккумуляцией в днище эрозионных форм сносимого со склонов материала. О стабилизации мы можем судить по мощной (до 1.5 м) черноземовидной полнопрофильной почве, которая выстилает водораздельную поверхность, а также современные склоны ложбин и балок. В днищах профиль почвы бывает растянут за счет аккумуляции до 2.5 м.

Схожую картину эрозионно-аккумулятивной динамики мы наблюдаем при анализе бурового профиля (рис. 3–III). Ложбина, строение днища которой вскрыто скважиной

MEL-4, наследует послеледниковый врез, что следует из отсутствия мезинского ПК в разрезе. Эрозионный контакт, маркирующий максимальный врез, вскрыт на глубине 5 м относительно современного дна ложбины. Материал в нижней части заполнения палеовреза обнаруживает признаки склонового перетолжения (гумусированные комки, текстурная неоднородность и перемешанность). Выше материал становится более однородным и внешне схож с валдайским лёссом, что косвенно указывает на время образования и заполнения формы (поздний валдай). Примечательно, что мезинский ПК выклинивается из разреза уже на пологом склоне водораздельной поверхности, обращенном к ложбине (скв. MEL-5). Это в совокупности с данными по береговому обнажению говорит о том, что поздневалдайская фаза интенсивной денудации на плакорных выражалась не только в активизации линейной эрозии, но также и в усилении процессов склонового сноса – делювиальных и, вполне возможно, солифлюкционных (проблема конкретных механизмов сноса еще требует дополнительных исследований). Выклинивание мезинского ПК даже при малых углах наклона поверхности (2–4°) свидетельствует о том, что процессы склонового сноса затрагивали и весьма пологие поверхности. Очевидно, что ландшафтно-климатические условия этапа интенсивной денудации на плакорах значительно отличались от современных, при которых пологие склоны характеризуются относительно высокой стабильностью.

Говоря о причинах активизации процессов денудации на плакорах Северного Приазовья в конце валдайской эпохи, нельзя обойти стороной рассмотрение колебаний базиса эрозии – Азово-Черноморского бассейна. Концу валдайской эпохи соответствует этап глубокой регрессии морского бассейна – новозвксинское время. Пик регрессии приходится на пленигляциал (~18 тыс. л.н.). В это время падение уровня Черного моря относительно современного могло достигать 110 м [17]. Акватория Азовского моря на этом этапе полностью осушалась. Долина Дона пересекала высохшее морское дно и проходила в черноморскую впадину через Керченский пролив [18]. С этим этапом связывают формирование переуглублений в днищах долин и балок северного побережья Азовского моря, которые по разным данным составляют от 15 до 35 м. Так, для низовьев балки Широкинской по данным бурения в днище выявлено поздневалдайское переуглубление на 15–20 м [19]. Очевидно, что такое мощное снижение базиса эрозии должно было привести к продвижению эрозионной системы в глубь водораздельной поверхности. Снижение базиса эрозии стоит рассматривать как одну из основных причин формирования поздневалдайских палеоврезов, наблюдаемых нами в плакорных разрезах. Однако не стоит также сбрасывать со счетов специфику ландшафтно-климатической обстановки позднеледникового, когда субстрат в условиях глубокого сезонного промерзания и разреженной растительности характеризовался высокой неустойчивостью. В пользу существенной роли не связанных с колебанием базиса эрозии ландшафтно-климатических факторов говорят также выводы других исследователей, основанные на результатах изучения строения балок внеледниковой зоны [20, 21]. Согласно этим данным, наиболее благоприятные условия для регрессивного роста и углубления верхних звеньев эрозионной сети складываются в самом конце ледниковых эпох.

Специфика проявления субэразальных процессов на плакорах для переходных этапов от межледниковий к ледниковьям. В изучаемых разрезах ключевого участка Мелекино четко проявляются особенности рельефообразующих процессов, свойственных гляциоэпохам. Основной интервал времени гляциоэпох в перигляциальной зоне юга Восточно-Европейской равнины характеризовался аккумуляцией лёссов и, как результат, некоторым смягчением топографических амплитуд поверхности. Этапу выпадения алевритовой пыли и преобразования ее в лёсс предшествовал переходный период, соответствующий началу ледниковой эпохи. Структура деформаций, нарушивших в это время горизонты межледниковых почв, отражает резкий переход к криоаридным условиям и затем возврат, хотя и в ослабленном состоянии, условий увлажнения. Противостояние этих двух факторов особенно полно проявилось в нару-

шениях среднеледниковых горизонтов почв, формировавшихся в более гумидных условиях. Так, в профиле инжавинской почвы возникли нарушения в виде крупных, сужающихся к низу столбообразных структур высотой 0.8–1 м при ширине в верхней части 0.3–0.4 м, заполненных лёссовым материалом (рис. 4). Можно полагать, что дневная поверхность на обширных пространствах в это время имела бугристый облик. Такой тип микрорельефа плакоров существовал еще в условиях достаточной сезонной увлажненности, чередовавшейся с сезоном резких криоаридных условий, которые сопровождались активизацией накопления лёссового материала, – в противном случае (при длительном открытом состоянии) трещины оказались бы заполненными материалом разрушения самого почвенного тела. В зоне трещин отмечаются также признаки пликативных деформаций, включая отгибание бортов их верхних частей, что свидетельствует о процессах глубокого сезонного промерзания. На 0.2–0.3 м выше уровня рассмотренного крупнотолбчатого бедленда, уже в лёссе, отмечается еще один уровень слабого почвообразования, гумусовый горизонт которого мощностью 0.15–0.20 м нарушен системой мелких трещин шириной 5–7 см, отражающих как бы заключительные “попытки” проявления сезонности семигумидных условий.

В целом, касаясь состояния переходных этапов от термо- к гляциоэпохам, характеризуемого по данным анализа ЛПФ, можно отметить, что роль рельефообразующих факторов, связанных с увлажнением, сокращалась от более ранних к более поздним эпохам при возобладании факторов аридизации. Для сравнения, на этапе перехода от микулинского межледниковья к валдайскому ледниковью мезинский почвенный комплекс уже оказался нарушенным лишь на глубину 0.3–0.7 м серией небольших субвертикальных трещин шириной 10–20 см.



Рис. 4. Трещинообразные нарушения верхней части инжавинского почвенного комплекса

Темные тона – гумусовый горизонт палеопочвы, светлые тона – лёссовидный материал заполнения трещин

Выводы

По результатам проведенных палеогеоморфологических исследований установлено, что главные черты эрозионной сети, представленной в рельефе изучаемой территории балочно-суходольным комплексом, уже были сформированы к началу мучкапского межледниковья (MIS 13). Как минимум с этой эпохи крупные магистральные балки сохраняли фиксированное положение на местности. Во время этапов преобладающей аккумуляции лёссонакопление и склоновые процессы были не в состоянии заполнить их до полной нивелировки – происходило лишь некоторое сглаживание поверхности и снижение общей амплитуды рельефа территории.

Мезорельеф обособившихся к мучкапскому времени (а возможно и еще раньше) плакорных участков развивался до начала валдайской эпохи на фоне преобладающей лёссовой аккумуляции (свойственной ледниковьям), которая разделялась этапами (в межледниковья) относительной стабилизации поверхности и развития почвообразования. Облекающий характер залегания палеопочвенных уровней, отсутствие стратиграфических несогласий и эрозионных контактов в разрезе для интервала воронский

ПК – мезинский ПК указывают на то, что процессы сноса на плакорах характеризовались невысокой интенсивностью и не приводили к существенной трансформации рельефа на довалдайском этапе. Накопление лёссов в гляциоэпохи вело главным образом к повышению общего уровня поверхности при сохранении основных морфологических черт и вуалировании форм микрорельефа.

В свою очередь, микрорельеф испытывал весьма существенные преобразования, сопряженные с климатической ритмикой. Так, вслед за относительной стабилизацией в условиях межледниковья поверхность подвергалась сильной трансформации на начальных этапах гляциоэпох. Этим этапам была свойственна резкая активизация процессов аридного и криоаридного типа и формирование различных видов бугристой поверхности – своего рода микробедленда. Такая поверхность фиксируется в разрезе по структуре деформаций, нарушивших горизонты межледниковых почв.

Выявленные в береговом обнажении и на буровом профиле стратиграфические несогласия и эрозионные контакты, срезающие мезинский ПК, указывают на послемилкулинский этап активизации процессов сноса на плакорах. Характер эрозионных контактов и строение заполнения послемилкулинских врезов позволяют соотнести фазу врезания и следующую за ней фазу аккумуляции (выполнения врезов) с концом валдайской эпохи. Процессы сноса на плакорах проявили себя как в развитии линейной эрозии, так и в активизации склоновых процессов (делювиальный смыв и др.). Среди возможных причин, вызвавших интенсивную денудацию на плакорах Северного Приазовья в конце валдайской эпохи, мы выделяем глубокое падение базиса эрозии (и как следствие – регрессивный рост эрозионной сети), а также специфику ландшафтно-климатической обстановки этого времени, влиявшую на снижение устойчивости субстрата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Величко А.А. Общие особенности изменений ландшафтов и климата Северной Евразии в кайнозое // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). М.: ГЕОС, 1999. С. 219–233.
2. Марков К.К. Древние материковые дюны Европы // Очерки по географии четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 1–28.
3. Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974. 319 с.
4. Герасимов И.П. Современные пережитки позднеледниковых явлений вблизи самой холодной области мира // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1952. № 5. С. 16–22.
5. Чичагов В.П. Аридная геоморфология. Платформенные антропогенные равнины. М.: Науч. мир, 2010. 520 с.
6. Величко А.А. Криогенный рельеф позднеплейстоценовой перигляциальной зоны (криолитозоны) Восточной Европы // Четвертичный период и его история. М.: Наука, 1965. С. 104–120.
7. Пономарева В.В. Крупнейшие эксплозивные вулканические извержения и применение их тефры для датирования и корреляции форм рельефа и отложений: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М.: ИГРАН, 2010. 53 с.
8. Величко А.А., Морозова Т.Д., Певзнер М.А. Строение и возраст горизонтов лёссов и ископаемых почв на главных террасовых уровнях Северного Приазовья // Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1973. С. 48–70.
9. Величко А.А., Катто Н.Р., Кононов Ю.М. и др. К оценке тренда аридизации юга России по результатам исследований разреза Семибалки-1, Приазовье // Совр. проблемы аридных и семиаридных экосистем юга России: Ростов-н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2006. С. 108–133.
10. Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Тимирева С.Н. Две модели развития лёссово-почвенно-криогенной формации на Восточно-Европейской равнине // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований / М-лы V Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: ГЕОС, 2007. С. 57–59.

11. Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С. и др. Особенности строения плейстоценовой лёссово-почвенной формации юга Русской равнины по материалам Восточного Приазовья // ДАН. 2009. Т. 428. № 6. С. 815–819.
12. Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С. и др. Основные подходы к хроностратиграфическому расчленению лёссово-почвенной формации восточного Приазовья // Совр. состояние и технологии мониторинга аридных и семиаридных экосистем юга России. Ростов-н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2010. С. 52–64.
13. Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К. и др. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // ДАН. 2012. Т. 445. № 4. С. 464.
14. Семенов В.В. Новые палеомагнитные данные по лёссово-почвенной формации Северного Приазовья // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Борок: ИФЗ РАН, 2011. С. 2011–2014.
15. Субэзаральные отложения Северного Приазовья / В.М. Мацуй, Т.Ф. Христофорова, В.Н. Шелкопляс. Киев: Наук. думка, 1981. 152 с.
16. Новейшая геотектоника и геодинамика: обл. сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты / В.И. Макаров, Н.В. Макарова, С.А. Несмеянов и др.. М.: Наука, 2006. 206 с.
17. Островский А.Б., Измайлов Я.А., Балабанов И.П. и др. Новые данные о палеогидрологическом режиме Черного моря в позднем плейстоцене и голоцене // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 131–141.
18. Чепалыга А.Л. Черное море // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 тыс. л. Атлас-монография. М.: ГЕОС, 2002. С. 170–182.
19. Григорьев А.В. Северное Приазовье. Геологическое строение // Геология Азовского моря. Киев: Наук. думка, 1974. С. 32–35.
20. Панин А.В., Малаева Е.М., Голосов В.Н. и др. Геолого-геоморфологическое строение и голоценовая история развития Берестовой балки (Ростовская область) // Геоморфология. 1998. № 4. С. 70–85.
21. Сычева С.А. Эволюция балочной системы в климатическом ритме “оледенение–межледниковье–оледенение” // Геоморфология. 1997. № 2. С. 100–111.

Ин-т географии РАН

Поступила в редакцию
04.09.2012

A TENTATIVE FOR A WATERSHED MORPHODYNAMICS RECONSTRUCTION IN THE NORTHERN PRIAZOV'YE (TEST SITE MELEKINO, DONETSK REGION, UKRAINE)

A.A. VELICHKO, E.A. KONSTANTINOV

Summary

The loess-soil series structure of Melekino test site was studied in detail in the coastal outcrop and the drill profile. It is possible to reveal specific features of watershed morphodynamics in the Northern Azov region since the Muchkap time (MIS 13, ~ 470–500 kyr). The position of paleosols and textural features of deposits indicate leading role of loess accumulation in the development of watersheds relief before the Valdai glacial epoch. Intensity of denudation was a relatively low at the time. Stage of unique denudation intensity was diagnosed for the Valdai glacial epoch (as follows from indirect data, to its end – MIS 2, ~ 29–12 kyr). The denudation resulted in the development of linear erosion and slope processes even on gentle slopes (2–4 degrees). Analysis of paleosol deformations revealed the specific of watersheds relief evolution during the transitions from interglacial to glacial epochs. We determined that early stages of glacial epochs were characterized by sharp intensification of processes of arid and cryo-arid types. These processes led to the formation of specific micro-knobby surface.