

УДК 551.89

## РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ПЛАКОРОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ<sup>1</sup>

© 2015 г. Е.А. Константинов, Р.Н. Курбанов, А.Л. Захаров

*Институт географии РАН, Москва Россия; eakonstantinov@yandex.ru*

Поступила в редакцию 27.01.2015 г.

Строение покровной лёссово-почвенной серии Северо-Восточного Приазовья изучено в береговых обнажениях и в кернах буровых скважин на четырех ключевых участках побережья Таганрогского залива, принадлежащих разновозрастным лиманно-аллювиальным террасам. По положению палеопочв в плакорных разрезах зафиксирована морфология палеорельефа для хроносрезов, отвечающих межледниковым эпохам, по крайней мере, за последние 500 тыс. лет. Анализ эволюции рельефа показал, что крупные черты первичного флювиального и приустьевых-лиманного рельефа террас наследовались на протяжении всего субэразмального этапа развития поверхности. В то же время поверхность плакоров на этом этапе испытывала весьма существенные преобразования за счет процессов лёссовой аккумуляции, с одной стороны, и эрозии – с другой. Установлено, что эти процессы контролировались ледниково-межледниковыми климатическими циклами, однако их интенсивность была не одинакова от цикла к циклу. В целом, в развитии рельефа плакоров вплоть до валдайской ледниковой эпохи прослеживается преобладание лёссовой аккумуляции. Процессы сноса на довалдайском этапе характеризовались сравнительно низкой интенсивностью. Для валдайской же эпохи (по косвенным данным, для ее конца – MIS 2, ~29–12 тыс. л.н.) диагностируется этап уникальной по интенсивности денудации, который выразился в развитии линейной эрозии и склоновых процессов даже на весьма пологих участках (2–4°). Установлено, что к этому времени относится интенсивный рост овражной сети в глубь водораздельных пространств. Реликтом этой сети в современном рельефе плакоров является разветвленная сеть ложбин.

**Ключевые слова:** лёссово-почвенная формация, лиманно-аллювиальные террасы, эволюция рельефа, ледниково-межледниковые климатические циклы, эрозия, сеть ложбин.

**Введение.** Разрезы лёссово-почвенной формации (ЛПФ) представляют большой интерес для исследования плейстоценовой морфодинамики плакоров (водораздельных пространств, междуречий) юга Восточно-Европейской равнины. Восстановить облик палеорельефа в условиях лёссовых плакоров позволяют погребенные палеопочвы, которые фиксируют здесь поверхность межледниковых и крупных интерстадиальных этапов плейстоцена [6, 8]. Установление взаиморасположения разновозрастных палеопочв в разрезах вместе с текстурным анализом отложений (выявление эрозионных контактов, признаков склонового переотложения и др.) дает возможность с высокой детальностью реконструировать эволюцию рельефа и увязать ее с климатической ритмикой четвертичного периода. Значение таких реконструкций заключается в том, что они позво-

ляют выявить реакцию эрозионно-аккумулятивных процессов на плакорах и в сопряженных с ними верхних звеньях эрозионной сети на направленность и характер климатических изменений. В свою очередь, это способствует созданию теоретических основ для прогноза развития рельефа в условиях изменяющегося климата.

Северо-Восточное (СВ) Приазовье – один из наиболее перспективных районов для подобного рода исследований. Преобладающий лёссово-аккумулятивный режим в течение неоплейстоцена и активная абразия берегов Азовского моря в голоцене создали условия, при которых можно проследить строение ЛПФ на расстоянии многих километров в естественных береговых обнажениях. Это, в свою очередь, позволяет с высокой надежностью реконструировать последовательную трансформацию рельефа за последние ~500 тыс. лет. И здесь нельзя не отметить парадоксальность сложившейся ситуации, когда

<sup>1</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 14-05-31428 и № 13-05-41340).

за более чем вековую историю исследований лёссов Приазовья специальных работ, посвященных палеогеоморфологическим реконструкциям, не проводилось. Большинство исследователей ограничивалось только схематическими зарисовками положения палеопочв и других стратиграфических подразделений, вскрывающихся в береговых обрывах [3, 20, 28]. В ряде случаев проводились и более обстоятельные работы [18, 24]. Однако существенными недостатками указанных работ в палеогеоморфологическом отношении были недостаточная детальность и отсутствие жесткой инструментальной привязки высотного положения отдельных горизонтов.

Отчасти это упущение можно объяснить имевшейся до недавнего времени неполнотой в разработке обоснованной хроностратиграфической схемы строения лёссово-почвенной серии Приазовья. Работы последних лет в значительной степени восполнили существовавший пробел. А.А. Величко с соавторами [4–6, 8, 10, 12] предложена педостратиграфическая схема для Доно-Азовского региона, которая базируется на комплексе данных: соотношении ЛПФ с подстилающими лиманно-аллювиальными осадками известного возраста, палеофаунистических определениях из лёссов и палеопочв, палеомагнитных данных, а также результатах радиоуглеродного датирования. Согласно этой схеме, основные фазы формирования палеопочв и педокомплексов (ПК) соотносятся со следующими термохронами неоплейстоцена и морскими изотопными стадиями MIS [30]: брянская палеопочва – брянский интерстадиал, MIS 3, 57–29 тыс. л. н.; мезинский ПК – микулинское межледниковье, MIS 5e, ~130–115 тыс. л. н.; каменский ПК – каменское межледниковье, MIS 7, ~191–243 тыс. л. н.; инжавинский ПК – лихвинское межледниковье, MIS 9, ~300–337 тыс. л. н.; воронский ПК – мучапское межледниковье, MIS 13, ~478–533 тыс. л. н. Таким образом, возникли объективные предпосылки для постановки исследования по проблеме неоплейстоценовой истории рельефа плакоров СВ Приазовья.

**Методы и объекты исследований.** Реконструкция палеорельефа в настоящей работе опирается на разнотипные геологические границы, различимые в толще ЛПФ. Основными границами, которые фиксируют древние поверхности (или погребенный рельеф), служат в изучаемых разрезах палеопочвы. Они отражают фазы стабилизации поверхности, о длительности которых можно судить по степени развития почвенного профиля [26]. Наибольший интерес для исследования представляют палеопочвы, имеющие стратиграфическое значение, то есть те, которые

являются устойчивыми геохронологическими реперами, распознаваемыми по набору т.н. морфотипических признаков (почвенная структура, цвет, тип профиля, характер новообразования и др.) в удаленных друг от друга разрезах. К стратиграфически значимым в Приазовье можно отнести плакорные палеопочвы и ПК межледниковых и крупных интерстадиальных этапов, формирование которых происходило в условиях продолжительной стабилизации поверхности (от первых тысяч лет и более) и относительно высоких показателей тепло- и влагообеспеченности. Морфотипические признаки для разновозрастных палеопочв и ПК Приазовья, а также диагностика палеопочв (т.е. отнесение их к тому или иному почвенному типу) были детально разработаны Т.Д. Морозовой [8, 11, 21, 31]. Опираясь на эти разработки, нами проведена идентификация палеопочв в береговых обнажениях и в кернах скважин в ходе полевых работ.

Другим типом геологических границ, фиксируемых в разрезах ЛПФ Приазовья, являются эрозионные контакты, которые сопровождаются стратиграфическими несогласиями в толще отложений. Эрозионные контакты в изученных разрезах иногда подчеркнуты эмбриональными почвами, но часто вовсе лишены следов почвообразования. Такие границы можно трактовать как древние поверхности размыва, которые затем были относительно быстро погребены. Эти поверхности, особенно если они имеют широкое распространение, могут являться следами климатически-обусловленных эрозионных фаз, когда процессы сноса на плакорах преобладали над процессами аккумуляции.

Для проведения полевых исследований было выбрано 4 ключевых участка (рис. 1) на побережье Таганрогского залива: Беглица, Семибалки, Шабельское, Мелекино. Ключевые участки принадлежат разновозрастным лиманно-аллювиальным террасовым уровням с дифференцированным по мощности и сложности строения лёссовым покровом. Основой каждого ключевого участка служили детально изученные (в т.ч. с применением комплекса аналитических методов) опорные расчистки. Отталкиваясь от стратиграфии опорных расчисток, производилась корреляция геологических горизонтов в двух направлениях: вдоль берегового обрыва и в поперечном створе с использованием ручного бурения. Высотная привязка горизонтов в береговых обнажениях производилась с использованием нивелира и измерительной ленты, плановая привязка осуществлялась с помощью GPS приемника. При буровых работах в поперечных створах (в крест

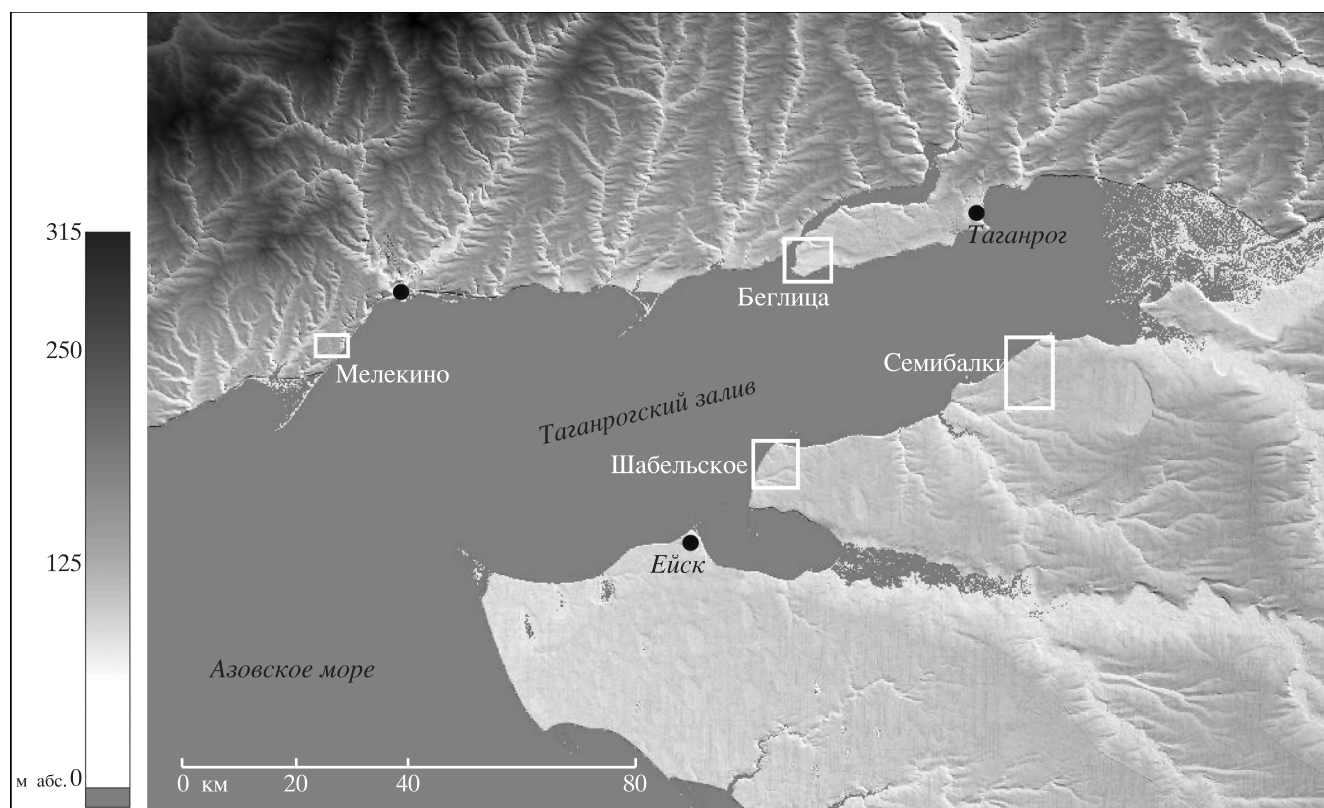


Рис. 1. Расположение ключевых участков. Топографическая основа – цифровая модель рельефа SRTM-3.

береговым обнажениям) был использован ручной бур с комплектом штанг и пробоотборников, позволяющий осуществлять проходку скважин до глубины 15 м, и получать керн слабонарушенной структуры диаметром от 3 до 7 см. Буровой профиль закладывался с таким расчетом, чтобы он пересекал основные элементы рельефа – от высокой поверхности водораздела до тальвега эрозионной формы. Это позволяло наилучшим образом выявить соотношение современного и древнего рельефа. Вместе с фиксацией высотного положения отдельных геологических горизонтов производилось послойное литологическое описание, в котором отмечались следующие свойства осадка: структура, цвет, текстура, характер включений и новообразований. Параллельно выполнялось морфологическое описание палеопочв с указанием основных свойств почвенных горизонтов.

**Реконструкция этапов развития рельефа на ключевых участках.** Ключевой участок *Беглиця* (рис. 2) расположен на северном побережье Таганрогского залива. Он занимает юго-западную оконечность полуострова, омываемого Таганрогским заливом с юга и Миусским лиманом с севера. Участок принадлежит средне-неоплейстоценовой, т.н. II беглицкой (по Н.А. Лебедевой [18]), террасе. В морфологическом отношении беглицкая терра-

са представлена в основном субгоризонтальным плакором с высотами 15–17 м над у. м. К западу в направлении Миусского лимана поверхность постепенно снижается до высоты 12–14 м над у. м. В северном направлении беглицкая терраса ограничена пологим уступом ранне-неоплейстоценовой (V платовской по Н.А. Лебедевой [18]) террасы, высоты поверхности которой лежат в диапазоне 35–40 м над у. м. Вдоль тылового шва беглицкой террасы прослеживается крупная, открытая в обе стороны, ложбина, глубина которой составляет 4–7 м при ширине 700–900 м. Длина ее составляет около 10 км. Форма ложбины (изогнутые плановые очертания и выдержанная ширина) говорит о том, что в прошлом в данном месте, возможно, функционировало русло реки.

Строение отложений, вскрывающихся в береговом уступе беглицкой террасы, наиболее детально охарактеризовано в расчистке Беглиця-2010 [8, 12]. В общих чертах оно имеет следующий вид (снизу вверх). В основании (от 0 до ~4 м над у. м.) залегает горизонтальнослоистая пачка глин, песков и алевроитов субаквального происхождения, в которой были обнаружены остатки млекопитающих хазарского фаунистического комплекса (средний неоплейстоцен): *Mammuthus Trogontherii* Pohl. [17], *Mammuthus cf. chosaricus*,

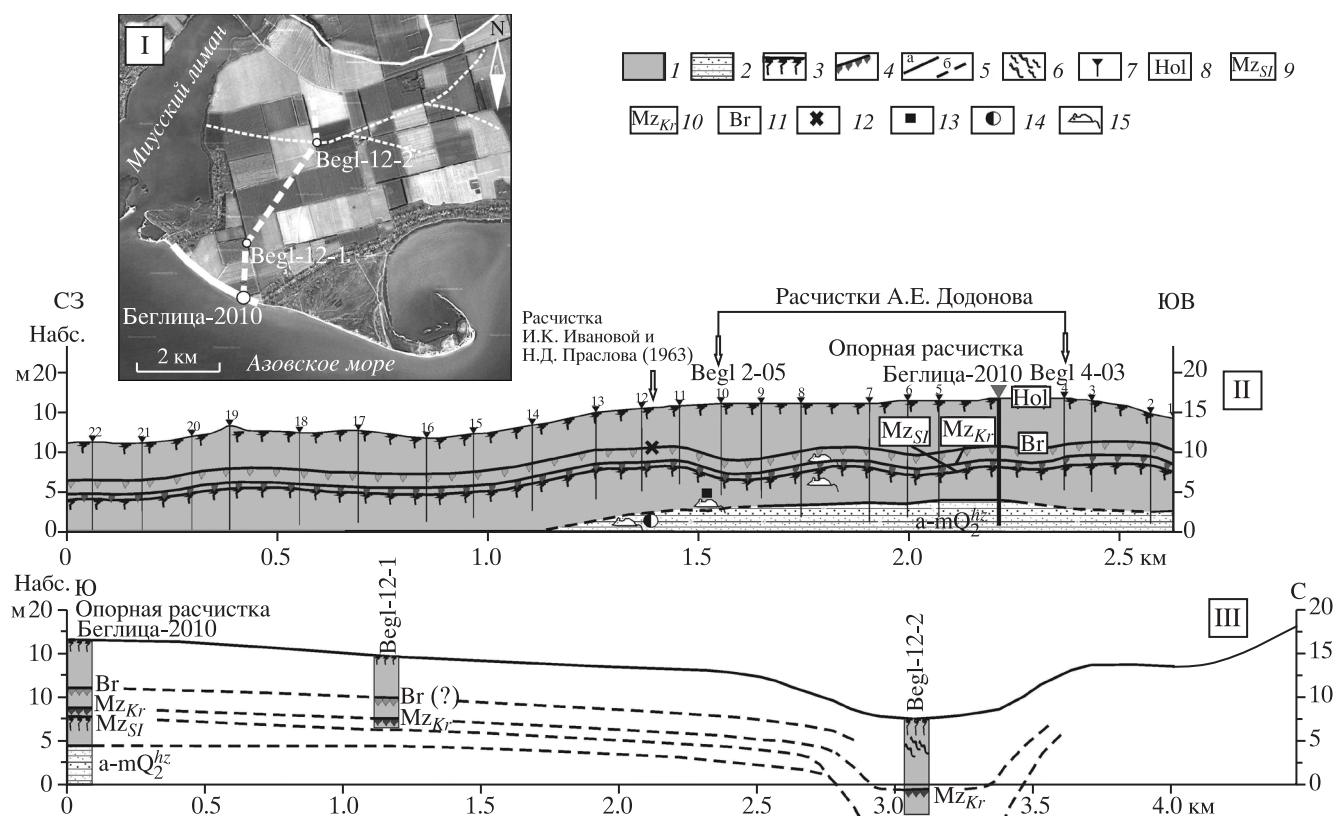


Рис. 2. Ключевой участок Беглицы.

I – ключевой участок на космическом снимке (кружки – скважины и опорная расчистка, жирная сплошная линия – исследованный участок берегового обнажения, жирный пунктир – линия бурового профиля, тонкая сплошная линия – тальвеги балок, тонкий пунктир – тальвеги ложбин), II – разрез по линии берегового обнажения, III – буровой профиль.

Разрез и буровой профиль: 1 – лёссовые отложения; 2 – супесчано-глинистые слоистые отложения лагун с позднехазарской фауной; 3 – профили межледниковых почв; 4 – профили интерстадиальных почв; 5 – геологические границы (а – установленные, б – предполагаемые); 6 – текстуры переотложения материала (слоистость, комки и т. п.); 7 – точки инструментальной фиксации стратиграфических подразделений; почва: 8 – голоценовая, 9 – салынская (ранняя фаза мезинского педокомплекса), 10 – крутицкая (позняя фаза мезинского педокомплекса), 11 – брянская; 12 – мустьерский нуклеус; 13 – моллюски; фауна млекопитающих: 14 – крупных, 15 – мелких.

*Megaloceros* sp., *Lagurus lagurus* [33]. Выше (до поверхности) с резким контактом залегает толща легкого лёссовидного суглинка субаэрального генезиса, изменяющего свой цвет от желтовато-серого и палевого до коричневого и темно-серого. Толща суглинка содержит как минимум три погребенных уровня почвообразования. В интервале глубин 7–9 м над у. м. присутствует сдвоенный погребенный педокомплекс, определяемый А.А. Величко [8, 12] на основе морфотипических признаков как мезинский. Нижняя салынская фаза мезинского ПК, отвечающая микулинскому межледниковью (MIS 5e), представлена здесь черноземами обыкновенными. Верхняя крутицкая фаза, отвечающая ранневалдайскому интерстадиалу (MIS 5c), представлена черноземами южными. Расположенная выше (10–10,5 м над у. м.) дерновая слабообразованная почва отнесена на основании стратиграфической позиции и радиоуглеродной

датировки по гумусу  $29340 \pm 1500$  (ИГАН 4172) [12] к брянскому интервалу (MIS 3).

Материалы, полученные в результате изучения берегового обнажения протяженностью 2,7 км (рис. 2-II) и кернов буровых скважин по профилю в крест простиранию обнажения (рис. 2-III), с привлечением имеющихся данных по хроностратиграфии отложений [8, 12, 15, 17, 18, 29, 32, 33] позволяют реконструировать основные этапы развития рельефа беглицкой террасы:

1. Формирование слоистых глин и алевритов беглицкой террасы соотносится со временем средне-неоплейстоценовой (вероятно узунларской ~ 250 т.л.н.) трансгрессии Азово-Черноморского бассейна. В фазу кульминации трансгрессии здесь существовал мелководный приустьевой залив (лиман палео-Дона). При спаде трансгрессии на месте залива происходило формирование много рукавной дельты, близкой по типу к современной

дельте Дона. К этому времени предположительно относится заложение и функционирование палеорула, выявленного в тыловой части беглицкой террасы. Вероятно, данное русло могло быть одним из рукавов этой дельты. При дальнейшем снижении уровня приемного бассейна и прогрессирующем врезании реки, дельта деградировала, отдельные рукава постепенно отмирали, а сток концентрировался в главном русле.

2. Ко второй половине среднего неоплейстоцена относится переход поверхности исследуемого участка в субэзральный этап развития. В *днепровское время* (~180–130 тыс. л. н.) поверхность развивается на фоне преобладания лёссовой аккумуляции. Лёссонакопление сказывается на росте общего уровня поверхности (3–5 м), при сохранении основных черт первичного рельефа.

3. *Микулинское межледниковье – ранний валдай* (~130–57 тыс. л. н.). Данный этап характеризуется относительной стабилизацией поверхности и развитием степных ландшафтов, о которых свидетельствуют черноземовидные почвы мезинского педокомплекса. На ранневалдайское похолодание пришлась фаза малоинтенсивной лёссовой аккумуляции (около 1 м), на что указывает разобщенность микулинской (салынской) и ранневалдайской (крутицкой) почв мезинского педокомплекса.

4. Обращает на себя внимание этап, соотносимый с *брянским интерстадиалом* (MIS 3, ~57–29 тыс. л. н.): в составе отложений опорной расчистки фиксируется интервал (около 1.5 м) с резким увеличением содержания песчаной фракции. Непосредственно на опесчаненном слое развит слабовыраженная почва, идентифицируемая как брянская. Эта особенность указывает на фазу (скорее всего, кратковременную) повышенной эоловой седиментации, которая нарушила более или менее размеренный ритм накопления пылеватого осадка на субэзральном этапе развития поверхности. Вероятно, данный этап был связан с локальными эоловыми событиями, т. к. подобный послемикунинский интервал опесчаненности не выявляется в других лёссовых разрезах Приазовья.

5. *Поздневалдайское время* (MIS 2, 29–12 кал. тыс. л. н.) – этап наиболее интенсивного лёссонакопления (5–7 м), который соответствует фазе максимального похолодания. Валдайский лёсс облекает поверхность брянского времени и вместе с тем несколько сглаживает неровности микрорельефа.

6. Мощный чернозем, венчающий разрез, говорит в пользу того, что на *голоценовом этапе* по-

верхность террасы не испытывала существенных трансформаций.

Таким образом, для субэзального этапа развития Беглицкого участка устанавливается преобладание процессов аккумуляции (лёссонакопления), интенсивность которых значительно возрастала в криоаридных условиях ледниковых эпох. Разновозрастные лёссовые горизонты плащеобразно облекают первичный флювиально-морской рельеф, что читается по положению ископаемых уровней почвообразования. Накопление лёссов привело здесь главным образом к повышению общего уровня поверхности, при сохранении основных черт рельефа кровли подстилающих субаквальных отложений. Роль линейной эрозии в ходе субэзального этапа была невелика, на что указывает отсутствие как современных, так и древних (погребенных) эрозионных форм на всем протяжении исследованного берегового обнажения.

**Ключевой участок Семибалки** расположен на южном побережье Таганрогского залива. Основную площадь на рассматриваемой территории (рис. 3-II) занимает слабоволнистая поверхность с общим пологим наклоном 1–2° в северном направлении – абс. высоты снижаются от 38–42 до 24–27 м над у. м. Поверхность осложнена густой сетью ложбин, которые слабо выражены в рельефе и трудно дешифрируемы на местности, однако их древовидный рисунок хорошо читается на космических снимках. При значительной ширине (до 100 м) ложбины имеют глубину в первые метры. Ложбины приурочены к верховьям балок, от которых они “ветвятся” в направлении местного водораздела. Балочный комплекс представлен разветвленными, с множеством отвершков, широкими (до 1.5 км) и пологими формами, имеющими корытообразный поперечный профиль. Балки и ложбины на рассматриваемом участке характеризуются стабильностью склонов и днища.

Стратиграфия отложений описываемого участка изучалась рядом исследователей в береговом обнажении вблизи пос. Семибалки [4–6, 15, 18, 19, 32]. Субаквальная песчано-глинистая толща (подстилающая лёссы) в рамках обследованного участка берегового обнажения имеет неровную кровлю (рис. 3-III) и разный возраст, оценка которого опирается на результаты фаунистических определений [15, 19, 32]. Согласно этим определениям вдоль восточной окраины пос. Семибалки субаквальные отложения содержат позднемиопольскую фауну, относимую ко второй половине раннего неоплейстоцена (IV вознесенская терраса по Н.А. Лебедевой [18]). Западная окраина пос.



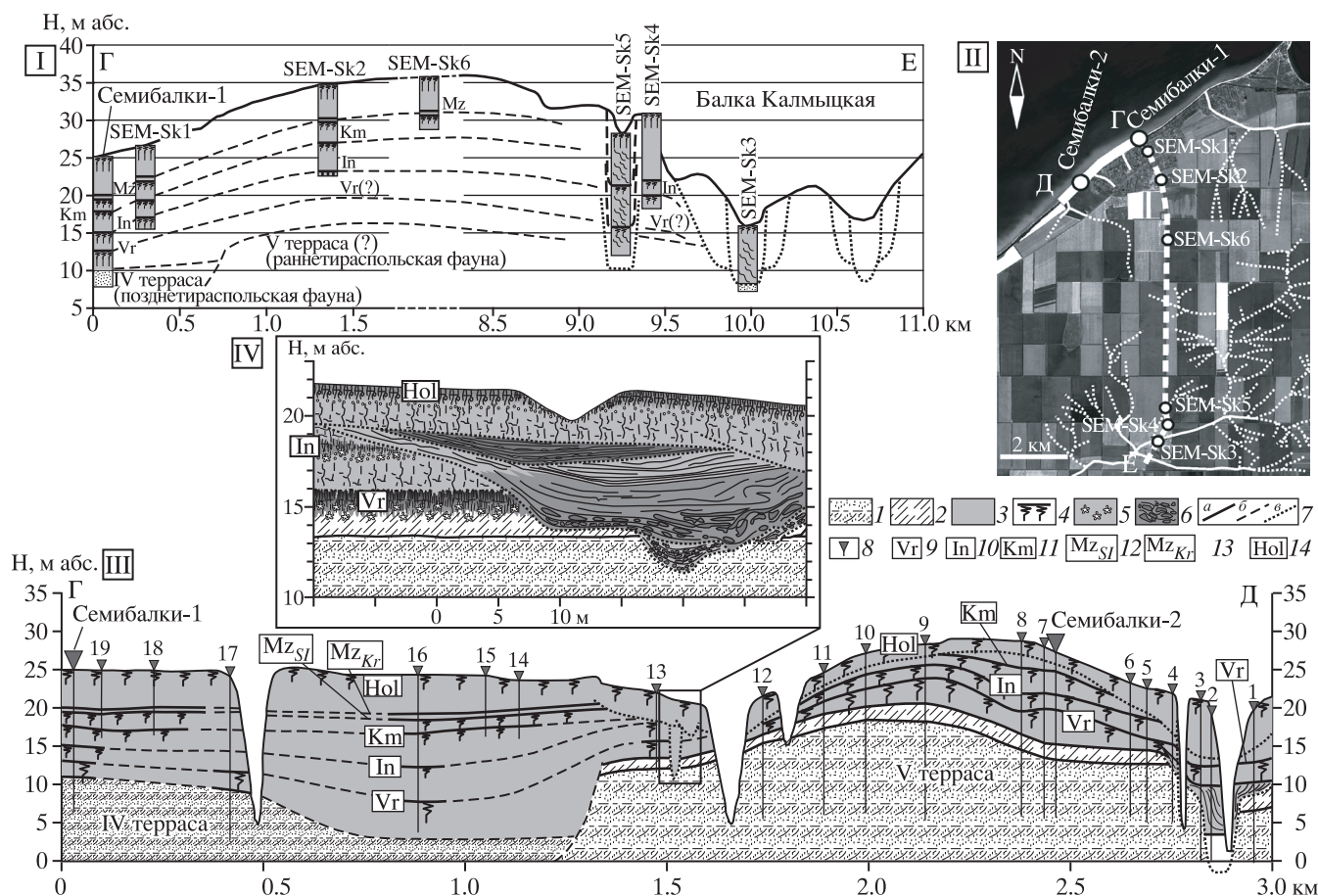


Рис. 3. Ключевой участок Семибалки.

I – буровой профиль, II – ключевой участок Семибалки на космическом снимке (жирная сплошная линия – исследованный участок берегового обнажения, жирный пунктир – линия бурового профиля, кружки – скважины и опорные расчистки, тонкая сплошная линия – тальвеги балок, тонкий пунктир – тальвеги ложбин), III – разрез по линии берегового обнажения. IV – строение погребенного эрозионного вреза.

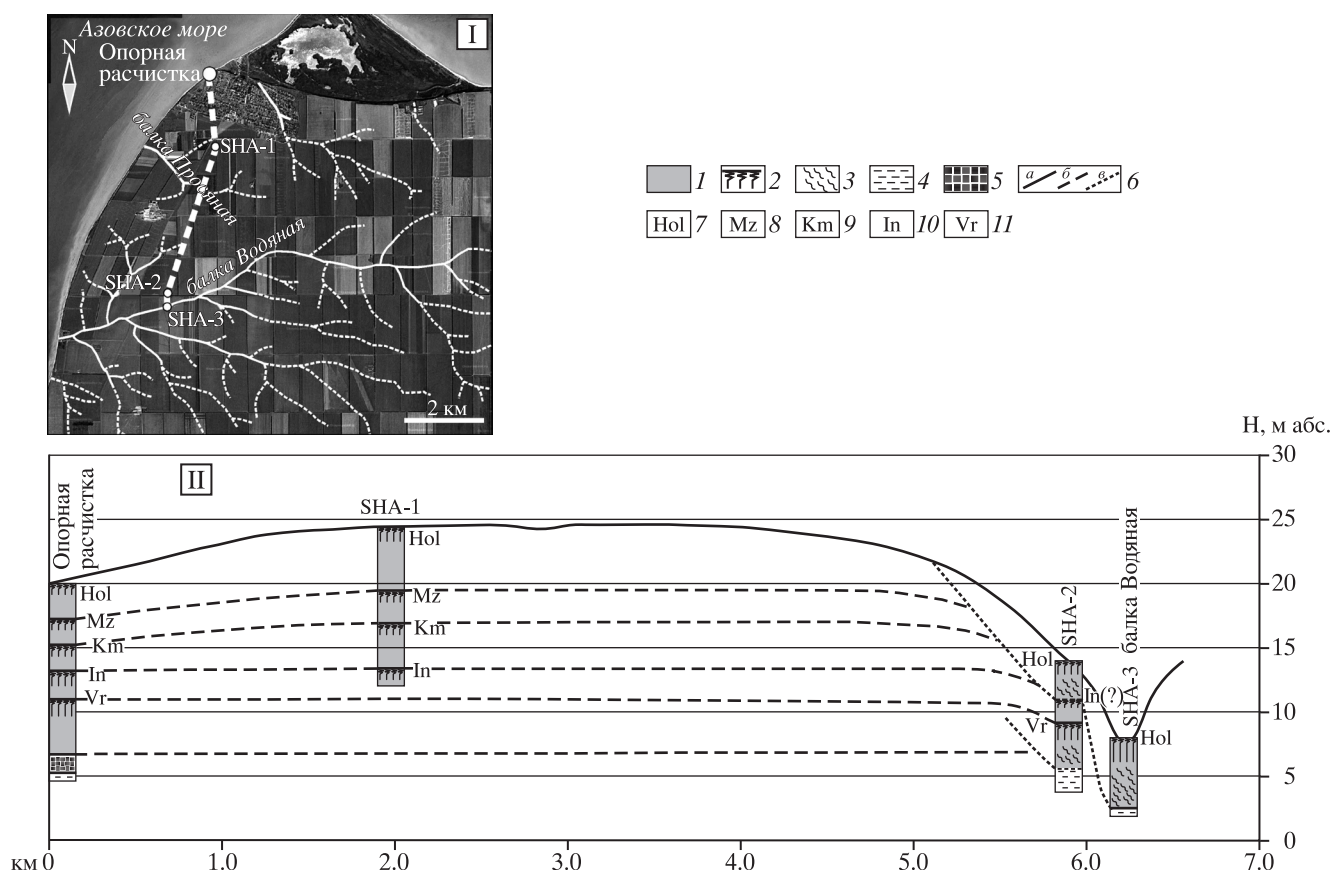
Разрез и буровой профиль: 1 – аллювиальные пески; 2 – лиманные глины и суглинки; 3 – лёссовые отложения; 4 – почвенные профили; 5 – карбонатные новообразования; 6 – текстуры переотложения материала (слоистость, комки и т.п.); 7 – геологические границы (а – установленные, б – предполагаемые, в – эрозионные контакты); 8 – точки инструментальной фиксации стратиграфических подразделений; педокомплекс: 9 – воронский, 10 – инжавинский, 11 – каменский; почва: 12 – салынская (ранняя фаза мезинского педокомплекса), 13 – крутицкая (поздняя фаза мезинского педокомплекса), 14 – голоценовая.

Семибалки расположена в пределах более высокой и древней V платовской террасы с фауной, относимой к первой половине тирасполя (середина раннего неоплейстоцена). Разница в возрасте террасовых уровней подтверждается и строением лёссово-почвенного комплекса [4–6, 34], нижняя (дворонская) часть которого устроена сложнее на платовской террасе (Семибалки-2) по сравнению с вознесенской (Семибалки-1).

В ходе полевых работ было обследовано береговое обнажение (рис. 3-III) протяженностью 3 км, расположенное в черте поселка Семибалки. Корреляция ископаемых почв и других стратиграфических подразделений в стенке обнажении опиралась на детально изученные [4, 5, 34] расчистки Семибалки-1 и Семибалки-2. Буровой профиль

(6 скважин) протяженностью 10 км (рис. 3-I) выполнен в крест береговому обрыву. Он характеризует строение вершинной поверхности плакора, его склона, днища одной из ложбин, склона и днища балки Калмыцкой. В результате анализа вдольберегового разреза и бурового профиля были установлены следующие значимые для понимания эволюции рельефа факты:

1. Главные черты первичного рельефа наследуются на протяжении субаэрального этапа развития: в рельефе сохраняются крупные неровности кровли субаквального комплекса отложений, наследуется первичное положение крупнейших форм эрозионной сети. Лёссовая аккумуляция, как видно из соотношения серии ископаемых почв и кровли аллювиальных отло-



**Рис. 4.** Ключевой участок Шабельское.

I – ключевой участок на космическом снимке (кружки – скважины и опорная расчистка, жирный пунктир – линия бурового профиля, тонкая сплошная линия – тальвеги балок, тонкий пунктир – тальвеги ложбин), II – буровой профиль.

Буровой профиль: 1 – лёссовые отложения; 2 – почвенные профили; 3 – текстуры переотложения материала (слоистость, комки и т.п.); 4 – суглинок серый (гидроморфный); 5 – глина темно-серая с зеленоватым оттенком (гидроморфно-болотное образование); 6 – геологические границы (а – установленные, б – предполагаемые, в – эрозийные контакты); 7 – голоценовая почва; педокомплекс: 8 – мезинский, 9 – каменский, 10 – инжавинский, 11 – воронский.

жений (рис. 3-III), носила облекающий характер с сохранением главных морфологических черт (в частности, террасированности) древней поверхности. Вместе с тем прослеживается тенденция к некоторому сглаживанию рельефа на плакорах (уменьшению гипсометрических амплитуд, вуалированию микрорельефа) за счет лёссонакопления. Магистральные балки (Калмыцкая и Глубокая) обнаруживают в строении бортов признаки древности своих склонов – падение палеопочв (начиная с воронского ПК) в направлении днища, что указывает на домучапский возраст заложения крупнейших эрозийных форм.

2. Ложбины плакоров представляют собой реликтовые образования – частично заполненные склоновыми отложениями эрозийные врезы глубиной 7–10 м. Данный факт установлен на основании бурения (скв. SEM-Sk5) и изучения строения погребенной балки в центральной части обнажения (рис. 3-IV). Возраст формирования

максимально глубокого вреза оценивается (по выклиниванию инжавинского ПК) как послелихвинский (рис. 3-IV). Однако из разреза (в обоих изученных палеоврезах) выпадает также каменский и мезинский ПК, откуда вытекает два следствия: 1) заложение первичного вреза относится к валдайскому этапу, 2) валдайский этап стал временем омоложения ранее сформированной эрозийной формы. На основании имеющихся данных уверенно можно говорить лишь о том, что на время валдайского ледниковья приходится этап интенсивного эрозийного расчленения и продвижения балочных верховьев в глубь плакоров.

3. В истории балки Калмыцкой выявлен этап переуглубленного (не менее чем на 8 м) положения днища относительно современного уровня. Углубление балки и последующее выполнение ее днища склоновыми отложениями соотносятся по времени с валдайской эпохой. Основаниями для возрастной оценки послужили следующие

данные: выклинивание мезинского ПК из разреза (скв. SEM-sk3); квазистабильное состояние склонов и днища балки на современном этапе и, по-видимому, на протяжении всего голоцена.

4. Для валдайского времени на пологих склонах плакоров и на выпуклых вершинных поверхностях (ЮЗ часть обнажения) диагностируется этап мощного сноса. Возраст данного этапа оценивается по выклиниванию из разреза мезинского ПК, основная фаза которого соотносится с MIS 5e.

**Ключевой участок Шабельское** расположен на южном побережье Таганрогского залива. Основную площадь участка занимает поверхность, которая имеет слабоволнистую форму и общий слабый наклон на запад – абс. высоты снижаются от 30–35 до 20–23 м над у. м. Плакор осложнен древовидной сетью ложбин (рис. 4-I). Балочный комплекс представлен широкими (до 1.5 км) и пологими формами, имеющими множество отвершков. Балки и ложбины на современном этапе характеризуются стабильностью склонов и днища. Ключевой участок Шабельское на основании находок раннетираспольской фауны в аллювиально-лиманских отложениях основания берегового обнажения относят [5, 6] к V (платовской) террасе схемы Н.А. Лебедевой [18].

В ходе полевых работ было выполнено бурение по профилю (рис. 4-II), пересекающему вершинную поверхность плакора, склон и днище балки Водяной. Анализ строения отложений изученного в береговой расчистке и определенного по буровым колонкам, позволяет сделать следующие выводы:

1. Образование балки Водяной относится к домучкапскому времени – началу субэразмского этапа развития поверхности. На это указывает падение воронского ПК, установленное в разрезе склона балки (скв. SHA-2).

2. К валдайскому времени приурочена фаза углубления балки Водяной. Эта фаза устанавливается по выклиниванию мезинского ПК из разреза днища балки. За фазой углубления последовала фаза аккумуляции в днище (не менее 5–7 м), вызванная интенсивным сносом материала со склонов. Голоцен стал этапом относительной стабилизации рельефа со слабой аккумуляцией в днище балок и ложбин.

Таким образом, современный рельеф и выявленные этапы неоплейстоценовой морфодинамики ключевого участка Шабельское обнаруживают высокое сходство с ключевым участком Семибалки. Такое сходство вполне закономерно и объясняется расположением ключевых участков на

достаточно однородной в историко-генетическом плане поверхности.

**Ключевой участок Мелекино** принадлежит пологонаклонной к югу лиманно-аллювиальной террасе (VII хапровской) с покровом лёссовых отложений, которая протягивается полосой шириной 5–10 км вдоль северного побережья Таганрогского залива. Абсолютные отметки водоразделов в пределах ключевого участка снижаются от 67 м на севере до 58 м на юге. Разветвленная балочная сеть (рис. 5-II), расчленяющая поверхность террасы, занимает около 30% от площади рассматриваемого участка. В настоящее время активного проявления линейной эрозии не наблюдается, склоны и днища балок стабильны – без следов смытой дернины, рытвин, донных врезков. Балочные отвершки продолжают в глубь пологовыпуклых плакоров одиночными ложбинами, которые имеют плавный корытообразный поперечный профиль, ширину 50–200 м, при глубине 2–5 м.

Строение отложений, вскрытых в береговом обрыве на участке от Мариуполя до поселка Мелекино, с разной детальностью изучалось рядом исследователей: М.Ф. Векличем [3]; Н.А. Лебедевой [18]; В.М. Мацуем и Т.Ф. Христофоровой [20]. Наиболее обоснованная стратиграфическая схема разреза Мелекино разработана группой под руководством А.А. Величко [8, 11, 25]. В основании берегового обрыва (рис. 5-I), согласно фаунистическим определениям, вскрывается хапровский (по схеме В.И. Громова [13] соответствует концу плиоцена – началу 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 [11]. Примечательно, что кровля лиманных отложений поднимается до абс. высоты 25–30 м. Выше сизых глин залегает мощная (до 30 м) субэразмская лёссово-почвенная толща, включающая до 6 погребенных уровней почвообразования [11]. В основании субэразмской толщи между двумя ископаемыми почвами (балашовской и ржаксинской) зафиксирована граница между геомагнитными эпохами Матуяма и Брюнес [8, 25].

В ходе полевых работ было инструментально зафиксировано положение палеопочв в береговом обнажении (рис. 5-I) протяженностью 1–6 км. Проведена их корреляция с палеопочвами, исследованными в опорных расчистках (рис. 5-IV), описаны текстурные особенности вскрытых отложений. Кроме того, по профилю в крест береговому обнажению было выполнено ручное буре-



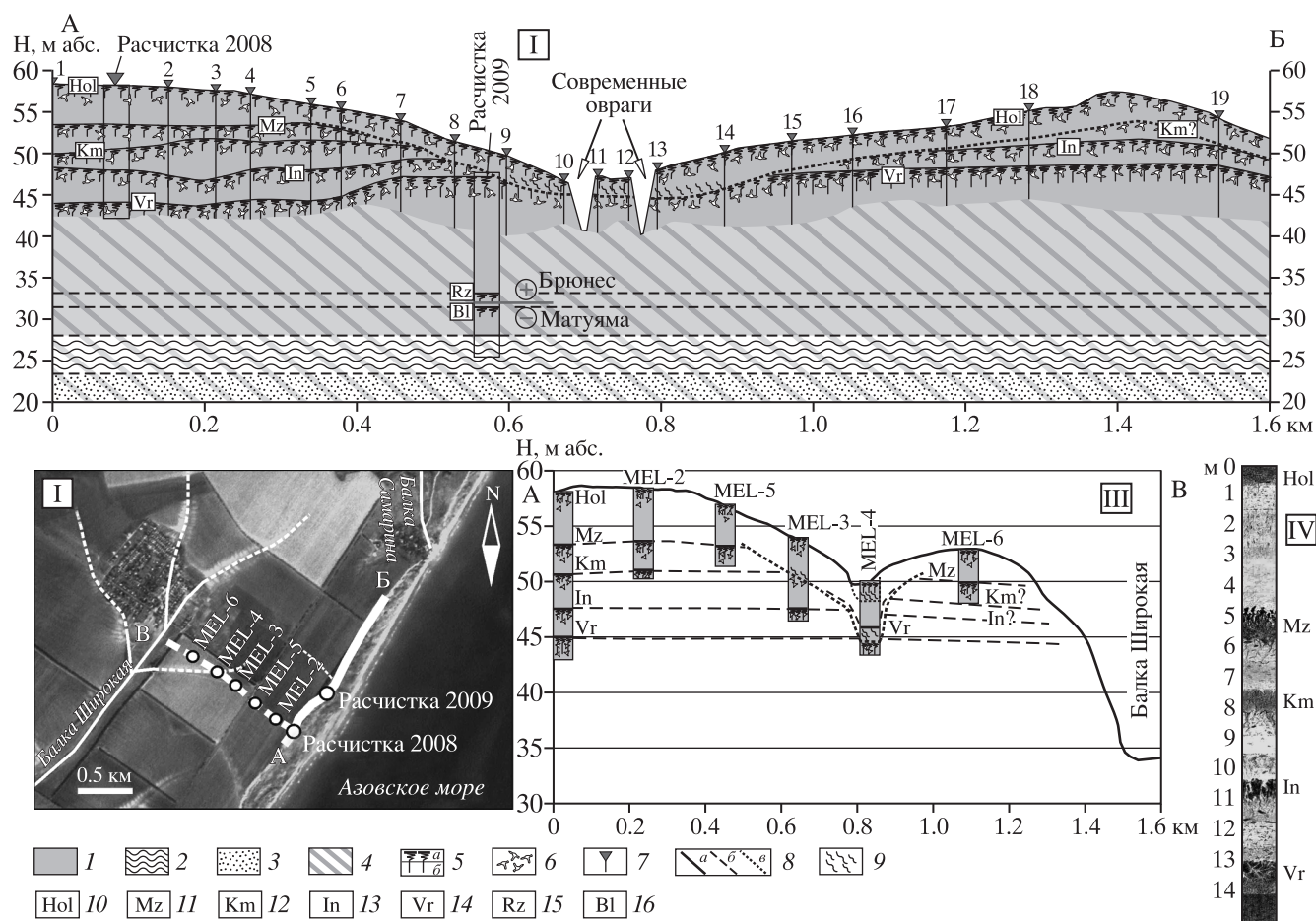


Рис. 5. Ключевой участок Мелекино.

I – разрез по линии берегового обнажения, II – ключевой участок Мелекино на космическом снимке (жирная сплошная линия – исследованный участок берегового обнажения, 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 г. (выполнена А.А. Величко).

1 – лёссовые отложения; 2 – эоплейстоценовые лиманные глины; 3 – русловые пески хаповского возраста; 4 – обвальноподолзневой шлейф; 5 – почвы (а – гумусовый горизонт, б – горизонт В); 6 – карбонатные новообразования; 7 – точки инструментальной фиксации стратиграфических подразделений; 8 – геологические границы (а – установленные, б – предполагаемые, в – эрозионные контакты); 9 – признаки склонового переотложения (слонность, комки, смытые горизонты почв и т. п.); 10 – голоценовая почва; педокомплекс: 11 – мезинский, 12 – каменский, 13 – инжавинский, 14 – воронский; почва: 15 – ржаксинская, 16 – балашовская.

ние (рис. 5-III). Пять скважин бурового профиля вскрывают строение вершинной части плакора, его склонов, а также днища ложбины – притока балки Широкой. Ранее приводился более подробный анализ строения палеорельефа на участке Мелекино [7]. Ниже остановимся на основных палеогеографических следствиях из этого анализа.

Полученные авторами новые материалы (рис. 6) в совокупности с имеющимися данными по хроностратиграфии позволяют выделять следующие главные этапы развития рельефа мелекинского участка:

1. Вторая половина эоплейстоцена – ранний неоплейстоцен (~1 млн. л. н. – 500 тыс. л. н.).

К началу данного этапа относится переход территории в субэразальный режим. Поверхность в это время представляла собой осушенное дно мелководного приустьевых залива (лимана палео-Дона), что дает основания предполагать относительно выположенный характер рельефа. В субэразальных условиях на поверхность начинают выпадать атмосферные осадки, которые формируют сток, размывающий рыхлые осадочные породы, – территорию осваивает линейная эрозия. Вероятно, именно тогда, на раннем этапе субэразальной эволюции поверхности, происходит заложение основных черт эрозионной сети, которые просматриваются и в современном рельефе.

Свидетельством древности крупных эрозионных форм (магистральных балок или суходолов) являются разрезы прибрежных участков современных плакоров и балочных склонов: палеопочвы здесь имеют перегиб и наклон в направлении тальвега балок. Наклон четко зафиксирован для воронского, инжавинского и мезинского ПК. Это доказывает, что магистральные балки на данной территории были сформированы уже к началу мучкапского времени (MIS 13), которому в разрезе отвечает воронский ПК. К рассматриваемому этапу также относится начало лёссонакопления, которое сказалось на росте поверхности плакора относительно первичного уровня (около 20 м за рассматриваемый этап). Лёссонакопление в условиях аридизации и похолодания перемежается на данном этапе фазами стабилизации поверхности и развития красноцветных почв в условиях субтропического климата.

2. *Мучкапское межледниковье – валдайская ледниковая эпоха (~500 тыс. л. н. – 29 тыс. л. н.).* Морфология рассмотренных плакоров на данном этапе не претерпела значительных изменений, о чем можно судить по конформному (облегающему) залеганию лёссовых горизонтов, которые фиксируются в разрезе палеопочвами. Отсутствие стратиграфических несогласий и эрозионных контактов для интервала воронский ПК – мезинский ПК указывает на то, что эволюция поверхности в довалдайское время шла на фоне преобладающей лёссовой аккумуляции. Фазы похолодания, аридизации и интенсивной аккумуляции пыли (ледниковья) разделялись межледниковыми фазами стабилизации поверхности и развития почвообразования. В целом, для рассматриваемого этапа, процессы сноса на плакорах характеризовались относительно невысокой интенсивностью и не приводили к существенной трансформации рельефа. Накопление лёссов вело главным образом к повышению общего уровня поверхности (на 10–12 м за этап), при сохранении основных морфологических черт и вуалировании микрорельефа.

3. *Поздний валдай (~29–12 кал. тыс. л. н.).* Для конца валдайской эпохи устанавливается этап уникального по интенсивности сноса с плакоров, который выразился в развитии линейной эрозии и склоновых процессов даже на весьма пологих участках (2–4°). Следami этого этапа служат палеоврезы, выявленные в береговом обнажении и на буровом профиле. Эрозионный контакт, последовательно срезающий палеопочвы, маркирует поверхность максимальных врезов, валдайский возраст которых определяется по выклиниванию мезинского ПК. Палеоврезы представляют собой обширные (достигают сотен метров шириной)

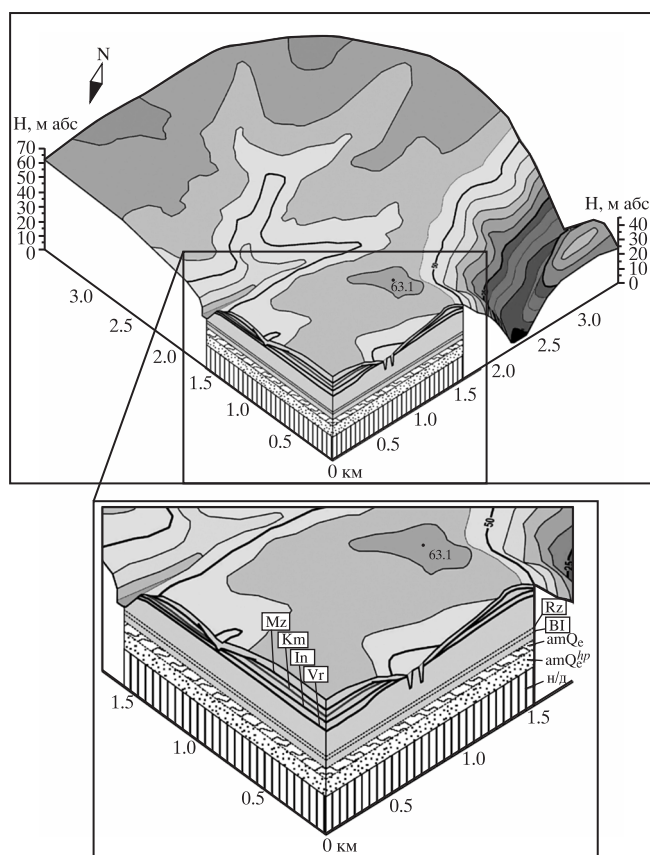


Рис. 6. Блок-диаграмма ключевого участка Мелекино.

частично погребенные поверхности размыва, которые в современном рельефе наследуются широкими ложбинами. Такая поверхность размыва, вскрытая в центральной части берегового обнажения (рис. 5-I), наблюдается на глубине 3–4 м. Палеоврез 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. Поверхность размыва, очевидно, была быстро погребена за счет склоновой и эоловой аккумуляции. Основной этап выполнения палеовреза есть основания соотносить с поздним валдаем (MIS 2): материал заполнения фациально замещается по разрезу валдайским лёссом, основная фаза накопления которого в Приазовье относится к концу валдайской эпохи [8]. Так как аккумуляция в днище палеовреза началась сразу после его образования, можно пред-

положить и поздневалдайский возраст заложения вреза. Схожее с береговым обнажением строение ЛПФ наблюдается и при анализе бурового профиля (рис. 5-III). Ложбина, днище которой вскрыто скважиной MEL-4, наследует валдайский врез, о чем свидетельствует выклинивание мезинского ПК из разреза.

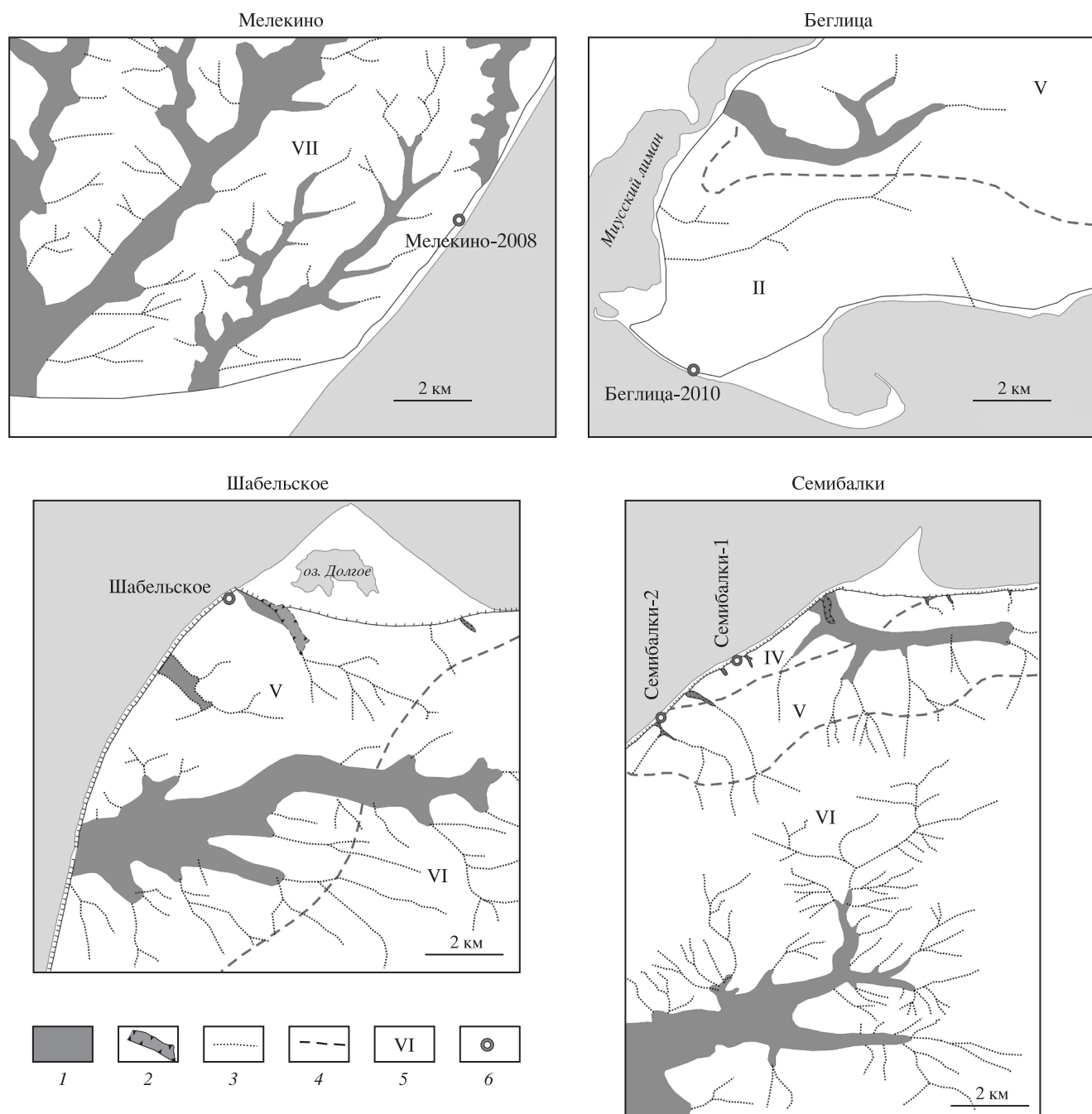
4. *Голоцен (~12 кал. тыс. л. н. – наше время)* стал временем относительной стабилизации поверхности с малоинтенсивной (2–3 м за голоцен) аккумуляцией склонового материала в днище малых эрозионных форм. Данный вывод основывается на анализе современной эрозионно-аккумулятивной динамики и наличии голоценовой полнопрофильной почвы (чернозема), которая развита повсеместно – на водоразделах, склонах и днищах ложбин и балок.

**Эволюция рельефа плакоров Северо-Восточного Приазовья.** Степень трансформации первичного рельефа описываемого террасового комплекса во многом зависит от возраста террас, т.е. от длительности этапа субэразмального развития. Это наглядно иллюстрируется различием в густоте эрозионного расчленения разновозрастных террас (рис. 7) – освоенность эрозионной сетью увеличивается с возрастом террас. Так наибольшей густотой балочной сети характеризуется поверхность VII хапровской (мелекинской) террасы, время перехода которой в субэразмальный режим относят ко второй половине эоплейстоцена (более 1 млн. л. н.). Для поверхности V (0.6–0.7 млн. л.) и IV (0.4–0.5 млн. л.) террас общая густота балочной сети значительно ниже, чем на поверхности VII террасы. В то же время, для V и IV террас характерна значительно более высокая густота ложбинной сети. Поверхность II беглицкой террасы (150–200 тыс. л.) почти лишена следов эрозионного расчленения субэразмального этапа – наблюдаются лишь редкие одиночные ложбины.

Густота эрозионного расчленения поверхности разновозрастных террас говорит в пользу древности крупных балочных форм. К такому же выводу приводит и анализ разрезов, где устанавливается домучапский (до MIS 13) возраст склонов крупных балок (Самарина и Широкая в Мелекино, Калмыцкая в Семибалках, Водяная в Шабельском). Крупные магистральные балки сохраняли свое фиксированное положение в рельефе с момента своего заложения. Лёссонакопление и склоновые процессы не заполняли их до полной нивелировки во время этапов преобладающей аккумуляции – это приводило лишь к некоторому сглаживанию поверхности и снижению общей амплитуды рельефа территории. Таким образом, установлено, что

общий рисунок современной эрозионной сети, представленный в рельефе изучаемой территории балочным комплексом, сформировался еще на самых ранних этапах субэразмального развития.

Мезорельеф плакорных участков, которые обособились в Мелкино, Семибалках и Шабельском не позднее мучапского времени, развивался до начала валдайской эпохи в условиях преобладающего лёссонакопления (свойственной ледниковьям), которое прерывалось этапами (межледниковья) относительной стабилизации поверхности и развития почвообразования. Облегающий характер залегания палеопочвенных уровней, отсутствие стратиграфических несогласий и эрозионных контактов в разрезах 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. Выявленные в береговых обнажениях и на буровых профилях стратиграфические несогласия и эрозионные контакты (выклинивание мезинского ПК) указывают на послемичулинский этап активизации процессов сноса на плакорах. Характер эрозионных контактов и строение заполнения послемичулинских эрозионных врезов позволяют соотнести фазу врезания и последовавшую за ней фазу аккумуляции (выполнения врезов) с концом валдайской эпохи. Процессы денудации проявились в углублении балок и регрессивном росте балочных отвершков в глубь водораздельных поверхностей, а также в активизации склоновых процессов (делювиального смыва и, возможно, солифлюкции). Ложбинный рельеф на рассматриваемой территории представляет собой реликтовое образование – древнюю поздневалдайскую эрозионную сеть, частично заполненную склоновыми отложениями. Большая плотность ложбинной сети указывает на существование в позднем валдае высокой густоты эрозионного расчленения. Среди вероятных причин, вызвавших интенсивный поздневалдайский снос на плакорах, можно назвать следующие: 1) специфическая криоаридная климатическая обстановка позднего валдая, которая сказалась на снижении устойчивости субстрата (через разреженный растительный покров и глубокое сезонное промерзание); 2) значительное падение базиса эрозии (Азово-Черноморского бассейна), усилившее регрессивный рост эрозионной сети; 3) общий рост



**Рис. 7.** Эрозионный рельеф разновозрастных террас Северо-Восточного Приазовья на примере изученных ключевых участков.

1 – балочный комплекс, 2 – овраги, 3 – ложбины, 4 – примерная граница террас, 5 – относительный возраст террас (VII – хапровская, VI – ногайская, V – платовская, IV – вознесенская, II – беглицкая), 6 – ключевые разрезы.

поверхностного стока и его неравномерность в позднеледниковье [14, 22].

В целом в эволюции мезорельефа СВ Приазовья прослеживаются общие черты с другими районами внеледниковой области Восточно-Европейской равнины. Так, было показано [1, 2, 9, 16, 23, 27], что на равнинах умеренного пояса Европы густота эрозионных форм, образовавшихся

в перигляциальных условиях конца среднего и позднего неоплейстоцена, на порядок величин превосходит густоту голоценовых эрозионных форм – оврагов и их производных – балок и логов. В перигляциальном климате холодных эпох существовали этапы, когда интенсивность линейной эрозии была намного выше по сравнению с гумидными условиями межледниковий. Работы

по реконструкции эрозионной истории балок и ложбин центральных и южных районов Восточно-Европейской равнины [1, 16, 27,] показали, что углубление эрозионной сети приходится на окончание холодных эпох. Для межледниковий характерна стабилизация или малоинтенсивная аккумуляция, которая усиливается в первой половине холодных эпох с развитием солифлюкции. Также было установлено, что реликтами древней эрозионной сети являются ложбинные сети [16], приуроченные к верховьям современных балок. Таким образом, выявленные на террасах СВ Приазовья следы поздневалдайского эрозионного этапа согласуются с установленными ранее закономерностями позднеплейстоценовой морфодинамики в других районах Восточно-Европейской равнины.

**Заключение.** Проведенные реконструкции истории развития рельефа для плакоров разновозрастных террасовых уровней СВ Приазовья позволили сделать следующие выводы:

1. Основные черты древнего рельефа террас СВ Приазовья наследуются на протяжении субаэрального этапа развития. В рельефе сохраняются крупные неровности кровли лиманно-аллювиальных отложений. Фиксированным остается положение наиболее протяженных форм эрозионной сети (магистральных балок/суходолов), заложение которых соотносится с началом субаэрального этапа развития поверхности.

2. Мезорельеф обособившихся в результате формирования эрозионной сети плакорных участков развивался до конца валдайской эпохи на фоне преобладающей лёссовой аккумуляции. Согласный (облекающий) тип залегания ископаемых почвенных уровней, отсутствие стратиграфических несогласий и эрозионных контактов в интервале воронский педокомплекс – мезинский педокомплекс (MIS 13 – MIS 5) – указывают на то, что процессы сноса на плакорах характеризовались относительно невысокой интенсивностью и не приводили к существенной трансформации рельефа. Накопление лёссов в ледниковые эпохи привело главным образом к повышению общего уровня поверхности при сохранении основных морфологических черт и вуалировании микро-рельефа.

3. Для конца валдайской ледниковой эпохи (MIS 2, ~29–12 тыс. л. н.) на плакорах СВ Приазовья диагностируется этап уникального по интенсивности сноса, проявившего себя в активизации линейной эрозии и склоновых процессов. Среди причин, вызвавших интенсивную эрозию, выделяются следующие: 1) глубокое падение базиса

эрозии (как следствие – регрессивный рост эрозионной сети); 2) неустойчивый тип поверхности в условиях разреженного растительного покрова и глубокого сезонного промерзания; 3) позднеледниковый рост поверхностного стока.

4. Современная эпоха (голоцен) стала временем стабилизации поверхности с относительно низкой по интенсивности (до 2–3 м) аккумуляцией склонового материала в днищах ложбин и балок.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беляев Ю.Р.* Развитие малых эрозионных форм центра Русской равнины в межледниково-ледниковом климатическом цикле. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2006. 25 с.
2. *Бутаков Г.П., Дедков А.П.* Эрозия временных русловых потоков в умеренном поясе Европы в плейстоцене и голоцене // *Геоморфология*. 1998. № 1. С. 47–51.
3. *Велич М.Ф.* Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран. Киев: Наук. Думка, 1968. 238 с.
4. *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. пробл. аридных и семиаридных экосистем юга России* / Отв. ред. Г.Г. Матишов. Ростов-н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2006. С. 108–133.
5. *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.
6. *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.
7. *Величко А.А., Константинов Е.А.* Опыт реконструкции плейстоценовой морфодинамики плакоров Северного Приазовья (ключевой участок Мелекино, Донецкая область Украины) // *Геоморфология*. 2013. № 3. С. 51–61.
8. *Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К. и др.* Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Дно-Азовского региона) // *ДАН*. 2012. Т. 445. № 4. С. 464–467.



9. Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 145 с.
10. Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Тимирева С.Н. Две модели развития лёссово-почвенно-криогенной формации на восточно-европейской равнине // Фундамент. пробл. квартера: итоги изуч. и основные направления дальнейших исслед. / Мат-лы 5 Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: ГЕОС, 2007. С. 57–59.
11. Величко А.А., Морозова Т.Д., Певзнер М.А. Строе-ние 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.
12. Величко А.А., Тесаков А.С., Титов В.В. и др. Раз-рез Беглица // Путеводитель полевых экскурсий VIII Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода. Ростов-на-Дону, 10–15 июня 2013 г. Ростов-н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 17–34.
13. Громов В.И. Палеонтологическое и археологиче-ское обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР // Тр. ГИН СССР. Сер. геол. 1948. Вып. 64. № 17. 521 с.
14. Динамика ландшафтных компонентов и внутрен-них морских бассейнов Северной Евразии за по-следние 130 000 лет (общая палеогеография) / Под ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
15. Додонов А.Е., Тесаков А.С., Титов В.В. и др. Новые данные по стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений низовьев Дона // Геологич. события неогена и квартера России: совр. состояние стра-тиграфических схем и палеогеографические рекон-струкции / Под ред. Ю.Б. Гладенкова. М.: ГЕОС, 2007. С. 43–53.
16. Еременко Е.А., Панин А.В. Ложбинный мезорель-еф Восточно-Европейской равнины. М.: МИРОС, 2010. 192 с.
17. Иванова И.К., Праслов Н.Д. О находке мустьер-ского нуклеуса на северном побережье Азовского моря // Бюл. МОИП. 1963. 38 (4). С. 97–100.
18. Лебедева Н.А. Антропоген Приазовья // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 215. М.: Наука, 1972. 136 с.
19. Лебедева Н.А. Геологические условия местонахо-ждения мелких млекопитающих в антропогене При-азовья // Стратиграфич. значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. М.: Наука, 1965. С. 111–140.
20. Мацуи В.М., Христофорова Т.Ф., Шелкоплас В.М. Субаэральные отложения Северного Приазовья. Киев: Наук. Думка, 1981. 152 с.
21. Морозова Т.Д. Об эволюции процессов почвообра-зования на Русской равнине в четвертичное вре-мя // Почвоведение. 1972. № 7. С. 3–10.
22. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Власов М.В. Мощный поздневалдайский речной сток в бассейне Дона // Изв. РАН. Сер. геогр. 2013. № 1. С. 118–129.
23. Панин А.В. Флювиальные процессы и формы релье-фа // География, общество и окружающая среда. Т. 1. Структура, динамика и эволюция природных геосистем. М: Городец, 2004. С. 74–107.
24. Разрез новейших отложений северо-восточного Приазовья / Под ред. К.К. Маркова. М.: Изд-во МГУ, 1976. 159 с.
25. Семенов В.В. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Теория, практика, эксперимент / Отв. ред. В.П. Щербаков. М.: ИФЗ РАН, Геофизич. observa-тория “Борок”, 2011. С. 211–214.
26. Соколов И.А., Таргульян В.О. Взаимодействие поч-вы и среды: почва-память и почва-момент // Изуч. и освоение природной среды. М.: Наука, 1976. С. 150–164.
27. Сычева С.А. Эволюция погребенных балочных ландшафтов лесостепи Русской равнины // Изв. РАН. Сер. геогр. 2003. № 1. С. 113–123.
28. Хохловкина В.А. Террасы Азовского побережья между Ростовом и Таганрогом // Тр. ГИН АН СССР. 1940. Вып. 28. Геол. серия (№ 8). С. 71–89.
29. Тесаков А.С., Додонов А.Е., Титов В.В., Труби-хин В.М. Фауны мелких млекопитающих и геоло-гическая летопись плио-плейстоцена Восточного Приазовья // Пробл. палеонтологии и археологии юга России и сопредельных территорий. Ростов-н/Д: ЮНЦ РАН, 2005. С. 95–96.
30. Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}O$  re-cords, *Paleoceanography*, 2005, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
31. Morozova T.D. Identification Of Paleosol Types And Their Applicability For Paleoclimatic Reconstruc-tions // *GeoJournal*. 1995. V. 36. № 2–3. P. 199–205.
32. Tesakov A.S., Dodonov A.E., Titov V.V., Trubikhin V.M. Plio-pleistocene geological record and small mammal faunas, eastern shore of the Azov Sea, Southern Euro-pean Russia // *Quat. Int.* 2007. V. 160. № 1. P. 57–69.
33. Tesakov A.S., Titov V.V., Bajgusheva V.S. et al. Qua-ternary Stratigraphy and paleontology of the southern Russia: connection between Europe, Africa and Asia // 2010 annual meeting INQUA-SEQS (Rostov-on-Don, Russia, June 21–26, 2010). Programme and guidebook of excursions. Rostov-on-Don, 2010. 48 p.
34. Velichko A.A., Catto N.R., Kononov Yu.M. et al. Pro-gressively cooler, drier interglacials in southern Rus-sia through the Quaternary: Evidence from the Sea of Azov region // *Quat. Int.* 2009. V. 198. Iss. 1–2. P. 204–219.

## Development of the Relief of Plakors in the North-Eastern Azov in the Neopleistocene

**E.A. Konstantinov, R.N. Kurbanov, A.L. Zakharov**

*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; eakonstantinov@yandex.ru*

The structure of the integumentary loess-soil series of the North-Eastern Azov was studied in coastal outcrops and in cores of drill holes on four key parts of the coast of the Taganrog Gulf. The morphology of the paleo-relief for the chrono-slice corresponding to interglacial epochs for the last 500 thousand years is determined by the location of paleo-soils in plakor sections. The analysis showed that the major features of the primary fluvial and estuary-liman relief of terraces were inherited throughout the subaerial stage of development of the surface. At the same time, the surface of plakors at this stage significantly transformed by the processes of loess accumulation, on the one hand, and erosion on the other. In general, in the development of the relief of plakors up to the Valdai glacial epoch the predomination of loess accumulation can be traced. Valdai epoch was characterized by the stage of denudation unique in the intensity that has resulted in the development of linear erosion and slope processes, even on very gently sloping areas. It is established that by this time there is intensive growth of gully network inward watershed areas. A relic of the network in the modern relief of plakors is an extensive network of gullies.

**Keywords:** loess-soil formation, liman-alluvial terraces, relief evolution, glacial-interglacial climate cycles, erosion, network of gullies.