

## Раздел 2. ОЦЕНКА, ПРОГНОЗ И МОДЕЛИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ АРИДНОЙ ЗОНЫ РОССИИ

А.А. Величко, Н. Катто, Ю.М. Кононов, Т.Д. Морозова,  
В.П. Нечаев, Е.Ю. Новенко, П.Г. Панин, Я.Г. Рысков,  
В.В. Семенов, С.Н. Тимирева, В.В. Титов

### К ОЦЕНКЕ ТRENDA АРИДИЗАЦИИ ЮГА РОССИИ: ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЙ РАЗРЕЗА СЕМИБАЛКИ-I, ПРИАЗОВЬЕ

С давних пор побережье Азовского моря привлекало внимание многих исследователей в связи с возможностью решения важнейших вопросов палеогеографии и хроностратиграфии морского и континентального плейстоцена. Изучению разновозрастных лиманно-морских и аллювиальных отложений и перекрывающих их субаэральных толщ, содержащих горизонты лёссов и ископаемых почв, посвящены труды многих исследователей, среди которых следует отметить работы (Лисицын, 1925; Москвитин, 1932; Громов, 1933; Хохловкина, 1940; Лебедева 1965). Отметим также результаты изучения континентальных толщ в публикациях (Агаджанян и др., 1972; Болиховская, Добродеев, 1972; Величко и др., 1973; Величко и др., 2005б; Додонов и др., 2005). В рамках программы ОНЗ РАН «Развитие технологий мониторинга, экосистемное моделирование и прогнозирование при изучении природных ресурсов в условиях аридного климата» (руководитель – Г.Г. Матишов) проводились работы по проекту «Историческая реконструкция процессов формирования черноземных степей аридных зон». Как одну из основополагающих целей проекта следует рассматривать исследование лессово-почвенных толщ, содержащих серию ископаемых почв плейстоцена и голоцена, это дает возможность оценить особенности изменения окружающей среды, в том числе характер трансформации гидротермического режима на протяжении межледниковых и ледниковых эпох четвертичного периода вплоть до современности и тем самым проследить тренд процессов почвообразования и степень аридизации юга европейской части. В данной публикации рассматриваются результаты комплексного

исследования, полученные по одному из опорных разрезов южного побережья Таганрогского залива – Семибалки-I.

Выбор указанного разреза определялся широким хронологическим диапазоном вскрытых здесь горизонтов субаэрального генезиса и их соотношением с лиманно-морскими отложениями тираспольского возраста (Лебедева, 1965). Тем самым создавалась предпосылка оценить ландшафтно-климатические и почвенные изменения в пределах данной территории на протяжении конца нижнего, среднего и позднего плейстоцена и в голоцене, то есть на протяжении около 0,6–0,7 млн лет.

Разрез Семибалки-I находится примерно в 30 километрах к западу от г. Азова, на восточной краевой части села Семибалки. Береговой обрыв здесь вскрывает краевой участок террасовой поверхности высотой 35 метров, обращенной к склону балки. Наиболее обнаженная часть находится примерно в 80 метрах к западу от устья балки.

В процессе полевого исследования разреза проводилось предварительное диагностирование времени формирования и строения развивавшихся на горизонтах лёсса профилей погребенных почв, основанное как на данных о возрасте подстилающих лиманных отложений, так и на сопоставлении генетических свойств по палеопедологическим данным в более северных районах Восточно-Европейской равнины (Величко и др., 2005б), в соответствии с номенклатурой, использованной в общей хроностратиграфической схеме плейстоцена Восточной Европы, разработанной в Лаборатории эволюционной географии ИГ РАН (Величко и др., 2005а). Специальные исследования показали, что выделяемые в субаэральной лёссовой толще почвенные комплексы, как правило, включают не только межледниковую фазу развития, но и фазу интерстадиальную, отвечающую началу новой ледниковой эпохи (Величко и др., 2005б). Эту особенность следует учитывать, знакомясь с описаниями разрезов, в которых приводятся определения возраста почвенных комплексов (ПК) по их основной (первой) межледниковой фазе.

Строение субаэральной толщи разреза Семибалки-I было вскрыто в пяти зачистках (рис. 2.1).

#### Зачистка 1

**1. Гумусовый горизонт А современной почвы.** Супесь темно-серая, зернистой структуры.

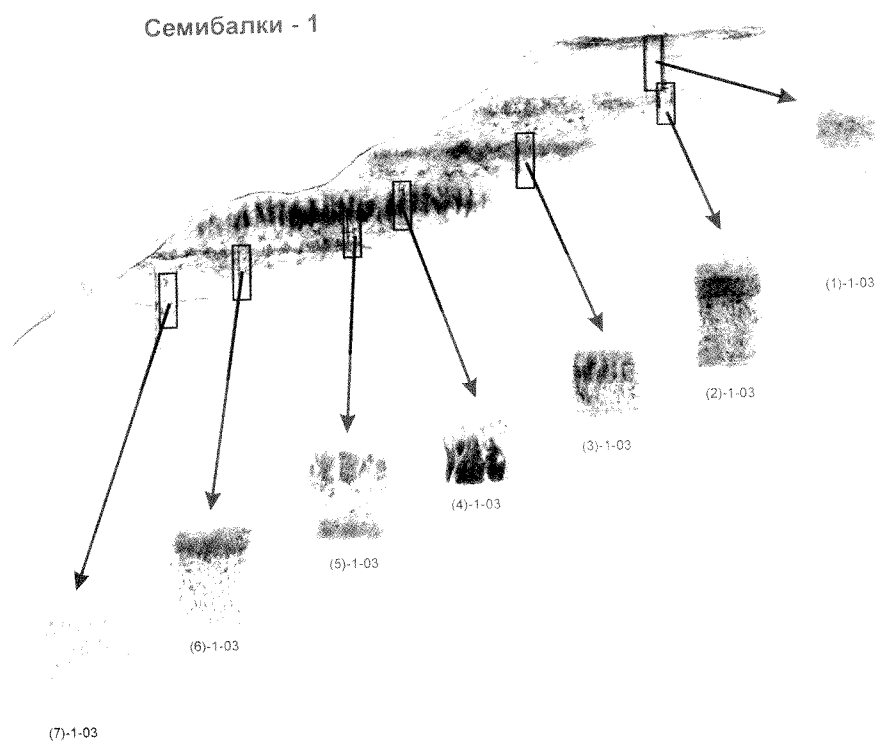
*Глубина 0,80 м, мощность 0,80 м.*

**2. Переходный А/В.** Суглинок палево-серый, более однородный, чем вышележащий. Прослеживается зернистая и призмовидная структура.

*Глубина 1,50 м, мощность 0,70 м.*

**3. Горизонт Vca.** Суглинок коричневатопалевый, пористый. Структура призматическая.

*Глубина 2,00 м, мощность 0,5 м.*



**Рис. 2.1.** Схема разреза Семибалки-I (стрелками указаны отдельные зачистки). Характеристика зачисток дана в описании разреза

**4. Переходный к лёссу ВС.** Суглинок лёссовый, палевый со слабым коричневатым оттенком, почти не содержит карбонатов. Есть кротовины размером 8 и 15 см в диаметре. Структура слоя угловато-призматическая.

*Глубина 2,65 м, мощность 0,65 м.*

**5. Горизонт лёсса.** Супесь тонкая, лёссовая (алеврит), серовато-палевая, мелкопористая, слабо-карбонатная. Структура мелко-призматическая.

*Глубина 4,90 м, мощность 2,25 м.*

#### **Зачистка 2, в 2 м к западу от зачистки 1**

*Первый погребенный почвенный комплекс (ПК 1), диагностируемый как мезинский ПК (Mz)*

**6. Верхний гумусовый горизонт (крутицкая интерстадиальная фаза мезинского комплекса).** Суглинок плотный коричневатого цвета со слабым сероватым оттенком. Структура мелко-столбчатая, призмовидная. Местами отмечаются скопления карбонатов размером 2–3 мм.

*Глубина 5,37 м, мощность 0,47 м.*

**7. Нижний гумусовый горизонт.** Горизонт А салынской фазы мичулинского межледникового мезинского комплекса. Суглинок плотный, коричневато-серый, темный. Верхняя часть слоя насыщена пылеватыми карбонатами, концентрирующимися по макропорам-корнеходам диаметром 2–4 мм.

*Глубина 6,00 м, мощность 0,63 м.*

**8. Переходный А/В.** По мехсоставу близкий к слою 7. В слое отмечаются округлые следы землероев (3–5 см). Структура призмовидная.

*Глубина 6,45 м, мощность 0,45 м.*

**9. В карбонатный, кротовинный.** Суглинок серовато-коричневый, со слабым палевым оттенком, слабой призмовидной структуры. Слой насыщен карбонатами, преимущественно в виде мелкой «белоглазки» диаметром 0,5–0,8 см. Есть кротовины с заполнителем из слоя 8.

*Глубина 7,22 м, мощность 0,77 м.*

*Почвенный комплекс ПК2, диагностируемый как каменский ПК (Kт) (каменское межледниковье)*

**10. Горизонт А.** Суглинок, по мехсоставу близкий к слою 9, по насыщенность карбонатами заметно сокращается. Есть карбонатные включения (вероятно, по корням древних растений) шириной 4–8 мм, в основном вертикально ориентированные в виде прожилков. Кроме того, отмечаются кротовины 12 x 15 см с материалом из слоя 8. Много вертикально ориентированных прожилков шириной 3–5 см, представленных буровато-палевым суглинком. Возможно, они начинаются от верхнего контакта слоя 9. Эти прожилки по трещинам проникают в слой 9 и 10.

*Глубина 8,06 м, мощность 0,84 м.*

#### **Зачистка 3**

*Описание разреза переносится на зачистку 3 в 7,5 м к востоку, где отчетливо прослеживаются слой 9 и 10. Здесь хорошо видно, что слой 9 растянут, увеличен до 1,3–1,5 м.*

**11. Продолжение горизонта А каменского ПК.** Суглинок очень плотный, зернисто-комковатый, темно-коричневый с красновато-буроватым оттенком, отмечаются редкие пятна карбонатов типа «белоглазки», связанные с проникновением карбонатов из вышележащего ПК1.

*Глубина 8,56 м, мощность 0,50 м.*

**12. В горизонт.** Суглинок серовато-палевый, более легкий, чем вышележащий, мелкопористый. Насыщен карбонатными включениями типа «белоглазки». Отмечаются кротовины размером 5–7 см. Прослеживаются вертикальные прожилки, заполненные материалом из вышележащего слоя. Возможно, они являются продолжением трещиноватости, прослеженной в слоях 9 и 10. В нижних 25–30 см количество карбонатов существенно сокращается.

*Глубина 9,38 м, мощность 0,82 м.*

**Зачистка 4, в 1,5 м к востоку от зачистки 3**

**13. Нижняя часть горизонта В.** Суглинок плотный (глина), светлый, коричневатый, осветление особенно заметно в верхней половине. Структура комковатая и комковато-зернистая. По структурным отдельностям *Mn*-прокраска. Нижний контакт заметен по появлению самой верхней части столбчатых отдельных из нижележащего слоя.

*Глубина 9,85 м, мощность 0,47 м.*

*Почвенный комплекс ПКЗ, диагностируемый как инжавинский (In) (лихвинское межледниковье). Мощная почва со столбчатыми отдельностями*

**14. Гумусовый горизонт А.** Подразделяется на несколько слоев по степени окрашенности столбчатых отдельных. Верхняя часть столбчатых отдельных представлена суглинком (супесью) буровато-коричневым. Ширина столбчатых отдельных 10–15 см. Они разделены по трещинам прожилками, заполненными коричневато-палевым суглинком из вышележащего слоя. Ширина прожилков на данном уровне 4–5 см.

*Глубина 10,35 м, мощность 0,50 м.*

**15. Продолжение сложного построенного гумусового горизонта.** Суглинок, более плотный, чем вышележащий, серовато-коричневый, с комковатой структурой. Ширина столбчатых отдельных возрастает: от 10–15 см в верхней части до 30–40 см в нижней части. Ширина прожилков между столбчатыми отдельностями колеблется от 3–5 см до 8–12 см. Прожилки заполнены суглинком серо-палевым, сходным с вышележащим слоем. В нижней части общая окрашенность гумусом возрастает. В нижних 0,3 м отмечаются кротовины со смешанным заполнением из столбчатых отдельных и трещин. Диаметр кротовин 5 x 8 см и 5 x 10 см.

*Глубина 11,10 м, мощность 0,75 м.*

**16. Продолжение гумусового горизонта.** На данном уровне столбчатые отдельные расширяются до 60–65 см. Они представлены темно-серым с коричневатым оттенком гумусированным суглинком, глиной с хорошо выраженной комковатой структурой, с пленками ожелезнения по структурным отдельностям. Ширина трещин здесь снова сокращается до 5–7 см.

*Глубина 11,40 м, мощность 0,35 м.*

**Зачистка 5, в 1,5 м к востоку**

**17. Горизонт В, кротовинный.** Суглинок, более легкий по составу, чем вышележащий. Светло-серый с коричневатым оттенком, с мелко-комковатой структурой. Мелкопылеватые карбонаты по порам. В слое отмечаются кротовины с заполнением гумусированным суглинком. От столбчатых отдельных из вышележащего слоя в слой 17 проникают тонкие (5–10 мм) субвертикальные прожилки.

*Глубина 11,85 м, мощность 0,30 м.*

*Почвенный комплекс ПК4, диагностируемый как фаза воронского комплекса (Vr) (мучканское межледниковье)*

**18. Верхняя часть горизонта А красновато-бурой почвы.** Суглинок буровато-коричневый, мелкопористый, рыхловатый. Структура мелко-комковатая, слабо выраженная. Отмечаются карбонаты типа «белоглазки». Есть кротовины, заполненные гумусовым материалом из вышележащей почвы. Отмечаются следы мелких землероев (10–15 мм), заполненные темно-серой органикой.

*Глубина 12,73 м, мощность 0,88 м.*

**Зачистка 6, в 10–12 м к востоку**

**19. Продолжение горизонта А.** Суглинок коричневато-бурый, со слабым красноватым оттенком, с нечетко выраженной комковатой структурой, с редкими карбонатными включениями типа «белоглазки». Отмечаются кротовины размером 10 x 5 см, с заполнением, возможно, из нижележащего слоя.

*Глубина 13,20 м, мощность 0,47 м.*

**20. Горизонт Vca.** Супесь светло-палевая с сероватым оттенком до белесой, насыщена пылеватыми карбонатами, отмечены также карбонаты типа «белоглазки». Слой имеет нечеткую комковатую структуру. В нижней части слоя отмечается сокращение карбонатов.

*Глубина 13,85 м, мощность 0,65 м.*

**21. Нижняя часть горизонта В,** развитая на отложениях, переходных от лессовых к лагунным. Супесь серовато-желтая, легкая, мелкопористая, возможно, с мелкими точечными *Mn*-включениями. Встречаются карбонатные включения типа «белоглазки». В слое есть также кротовины. В нижних 20–25 см слой осветляется. Отмечено появление линз светло-серого тонкозернистого песка. Опесчаненность начинает проявляться с глубины 14,0–14,5 м, то есть формирование почвы уже происходило на лагунных отложениях.

*Глубина 14,90 м, мощность 1,05 м.*

*Песчаная толща тираспольского возраста*

**22. Песок,** мелкозернистый, светло-серый, со слабым зеленоватым оттенком, состоящий из крупных горизонтальных прослоев, внутри которых тонкая косая слоистость. Отмечаются вертикально ориентированные корнеходы – продолжение из вышележащего слоя.

*Видимая глубина 15,15 м, мощность 0,25 м.*

**Зачистка 7, в 6 м к востоку**

В зачистке 7 – продолжение слоя 22. С глубины 1,3 м от верхнего контакта слоя 22 до 1,6 м частота тонких прослоев, как горизонтальных, так и косослоистых (типа ряби) внутри них, возрастает. С глубины 1,6 м от верхнего контакта слоистость становится менее выраженной, а с глубины 2,0 м преобладает светло-серая масса мелкозернистого песка.

*До уреза залива 6–8 м.*

*Видимая глубина 15,15 м, мощность 0,25 м.*

### Результаты аналитических исследований

Для характеристики разреза Семибалки-I были применены следующие методы: гранулометрический, определение содержания гумуса и карбонатов, микроморфологический, палинологический, морфоскопия песчаных кварцевых зерен, микротермологический, магнитная восприимчивость, изотопно-кислородный.

**Литолого-геохимическая характеристика разреза Семибалки-I.** Свойства лёссово-почвенной толщи разреза характеризовались с помощью следующих анализов (рис. 2.2): определение гранулометрического состава (по Качинскому), содержание углекислоты карбонатов ацидометрическим методом, содержание гумуса и органического углерода (по Тюрину). Указанные аналитические данные были получены в химической лаборатории Института географии РАН.

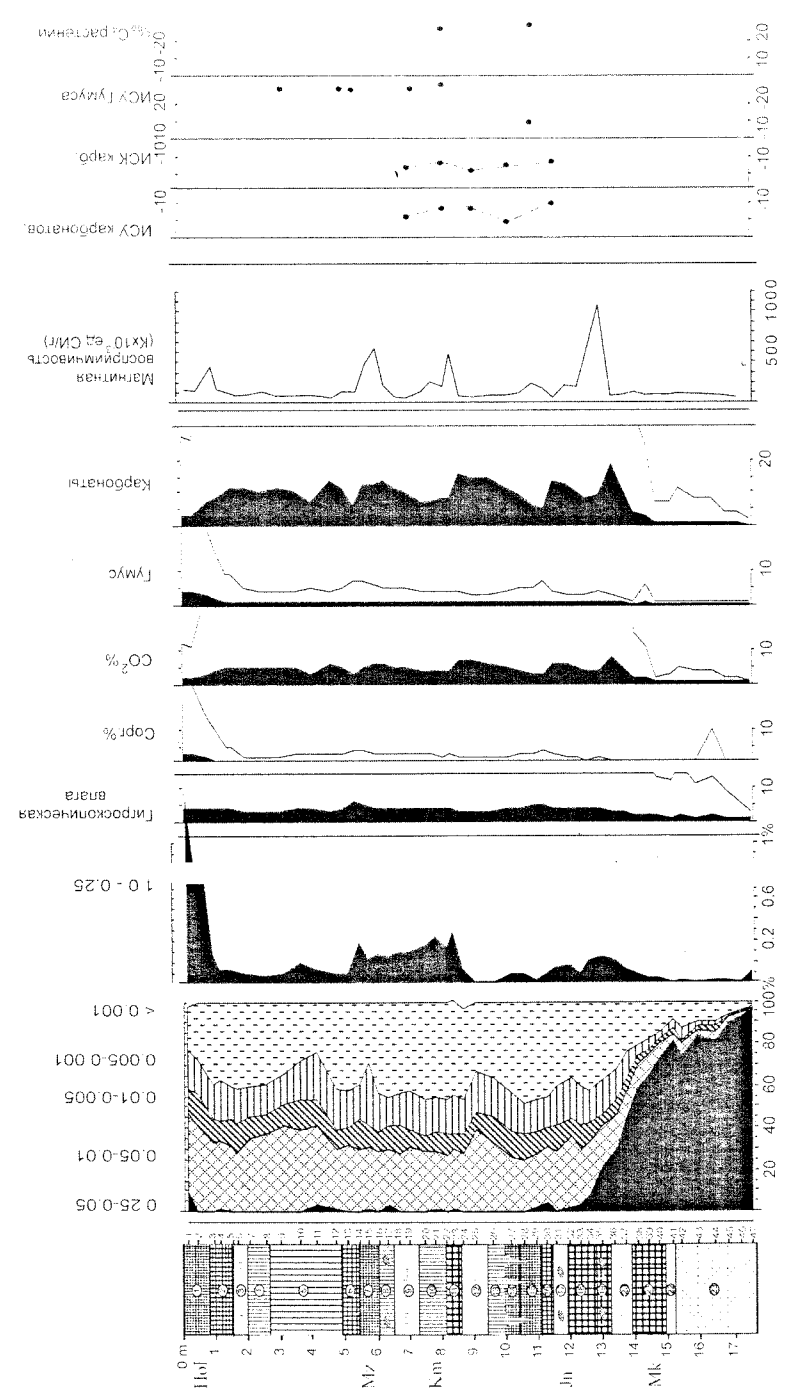
**Гранулометрический состав.** В разрезе Семибалки-I преобладающими фракциями гранулометрического состава до глубины ~ 12,5 м являются фракции крупной пыли (лёссовидная) – 0,05–0,01 мм и ила (менее 0,001 мм) (слои 1–19). В основании разреза абсолютно преобладает фракция мелкого песка (0,25–0,05 мм) – 45–95 % (слои 20–22). В остальной же части толщи содержание среднего и мелкого песка незначительно и не превышает 1 %, за исключением приповерхностной части гумусового горизонта современного чернозема, где содержание мелкого и среднего песка достигает в сумме 10 %.

Содержание лёссовой фракции (0,05–0,01 мм) наибольшее в отложениях позднего плейстоцена – 40–34 % (слои 1–5). Начиная с ископаемой почвы мезинского комплекса и ниже, вплоть до лиманно-аллювиальных отложений, содержание лёссовой фракции колеблется в пределах 20–30 % (слои 6–18).

Содержание фракции ила (< 0,001 мм) достигает высоких значений особенно в палеопочвах, залегающих ниже мезинского комплекса.

**Содержание гумуса.** За исключением современной почвы (чернозема), где количество гумуса 2,4–1,0 % (слои 1–2), содержание гумуса как в палеопочвах, так и в разделяющих их осадках очень низкое (0,4–0,1 %) (см. рис. 2.2). Это объясняется диагенетическими преобразованиями органического вещества после погребения, когда несмотря на темную окраску количество гумуса достигает предельно низких значений (Морозова, 1981).

**Содержание карбонатов.** Вся толща, за исключением лиманно-морских отложений, содержит относительно высокое количество карбонатов кальция. Это важный показатель, отражающий наличие иллювиальных карбонатных горизонтов погребенных почв. Часто вторичные карбонаты накапливаются в верхней части гумусовых горизонтов палеопочв, служащих как бы упором, на границе с перекрывающимися породами. Практически все палеопочвы в разрезе Семибалки-I имеют горизонт аккумуляции карбонатов.



**Рис. 2.2.** Результаты аналитических, литолого-химических, магнитной восприимчивости и изотопно-кислородных данных. Условные обозначения: 1 – лёссовые отложения; 2 – гумусовые отложения; А – различия интенсивности окраски; 3 – переходные (А/В); 4 – горизонты В, содержащие карбонаты (4а), 5 – лиманно-морские пески.

В колонке указаны горизонты почв: НоI – голоценовая. Палеопочвенные комплексы: Мз – мезинский; Кп – каменский; Ип – инжавинский; Уг – воронский. ИСУ – изотопный состав углерода; ИСК – изотопный состав кислорода

### Микроморфологические характеристики почв

При идентификации генезиса палеопочв помимо полевых морфологических описаний генетических профилей были использованы результаты микроморфологических исследований тонких шлифов из образцов с ненарушенным строением. В разрезе Семибалки-1 ниже современной почвы (чернозем) на глубине приблизительно 5 м под толщей валдайского лесса (~ 2 м) залегает ПК1 – мезинский (слои 6–9), основная фаза развития которого сопоставляется с микулинским межледниковьем.

**ПК1, мезинский (микулинское межледниковье) (слои 6–9).** Генетический профиль включал горизонты *A'-Al-B кротовиштый-Вса*. Разбит вертикальными трещинами, заполненными лессовым материалом, на вертикальные отделы.

Гумусовый горизонт состоял из двух подгорizonтов *A'* и *A*, из которых верхний представлен светлым, коричневатого-серым гумусированным суглинком, очевидно, сформированным во время заключительной фазы почвообразования и, возможно, отвечает раннему интерстадиалу (крутицкому) начала валдайской ледниковой эпохи.

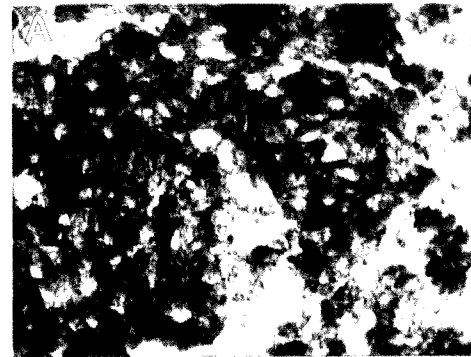
По микроморфологическим данным материал горизонта *A'* (образец 13) имеет рыхлое микростроение, агрегирован. Агрегаты первого порядка различной формы, разделены межагрегатными порами. Основа пылевато-плазменная. Встречаются агрегаты с темно-серой сильно гумусированной плазмой. В основной массе много темно-серых до черного хлопьевидных скоплений гумуса (рис. 2.3А).

В горизонте *A* (образец 15) окраска темно-серая, с буроватым оттенком. Агрегирован, агрегаты разнообразны по форме. Основа пылевато-плазменная. Плазма изотропна, глинисто-гумусовая, темно-серого цвета. Здесь появляется кристаллический гипс.

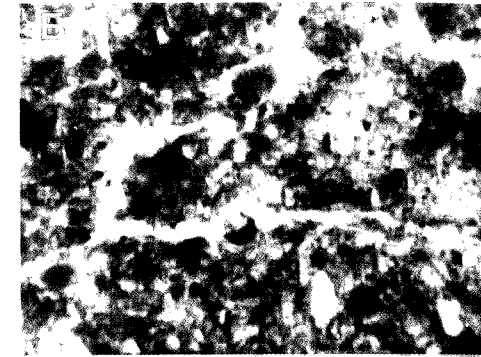
По аналитическим данным, наибольшее количество гумуса (0,69 %) приурочено к нижней части гумусового горизонта (*Al*). Палеопочва имеет изогумусовый профиль, свойственный черноземам, то есть количество гумуса постепенно уменьшается к основанию профиля.

В горизонте *Вса* (образец 19) видна обильная пропитка микропылеватым кальцитом, отложения карбонатов по порам. Содержание карбонатов 11–13 %. Здесь появляются обильные, темные, непрозрачные железистые новообразования с кристаллическим блеском в отраженном свете.

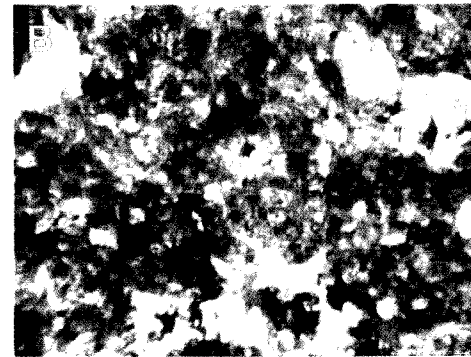
Судя по морфологии и микроморфологическим данным, палеопочвы отнесли к черноземам. На последних этапах при усилении седиментации происходило ослабление гумусонакопления. В почве присутствовал горизонт аккумуляции карбонатов (*Вса*). После погребения почва подвергалась вторичному



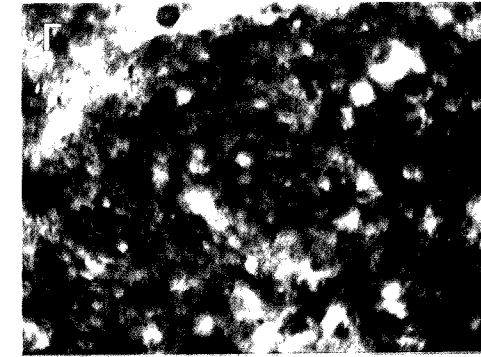
**Чернозем микулинского межледниковья.** Микроморфология: гумусовый горизонт со сложной агрегированностью. Хорошо видны межагрегатные поры.



**Бурая лесная (?) почва каменского межледниковья.** Микроморфология: блочное микростроение горизонта *Am*. Гумусово-глинистая, местами гумусово-железистая плазма, межблочные поры.



**Гумусовый горизонт почвы прерий нижавинского почвообразования (лихвинское межледниковье).** Микроморфология: хорошая агрегированность глинисто-гумусовой плазмы, видны железистые новообразования в основе.



**Гумусово-железистая агрегированная масса субтропической почвы воронского почвообразования (мучкапское межледниковье).** Микроморфология: видны темно-серые до черного новообразования оксидов железа.

**Рис. 2.3.** Микростроение палеопочвенных комплексов:

- А – микулинского;
- Б – каменского;
- В – инжавинского;
- Г – воронского

окарбоначиванию за счет проникновения карбонатов из вышележащей толщи. Об этом свидетельствует повышенное содержание карбонатов в верхней части горизонта *A'* ( $CaCO_3 \sim 11\%$ ). Вторичным, по-видимому, также является гипс, наличие которого в центральной части гумусового горизонта не свойственно современным почвам. Отмечена хорошо выраженная биогенная перерытость почвенной фауной (червями), а также обилие кротовин.

Следует отметить тяжелый механический состав – до 45% глины (<0,001 мм), содержание песчаной фракции незначительно, содержание лёссовой фракции (0,05–0,01 мм) – 20–30 %.

**ПК2, каменский (каменское межледниковье) (слои 11–13).** Вторая почвенная толща расположена на глубине ~ 8 м. Ее профиль состоит из горизонтов *A(m)-Bm-Vca*. Горизонт *A(m)* темно-коричневый с буроватым оттенком, тяжелоуглинистый. Горизонт выделяется по содержанию гумуса (0,43 %). Гумусовый профиль палеопочвы изогумусовый, с постепенным уменьшением содержания гумуса к основанию.

По микроморфологическим данным (образец 23) микростроение *A(m)* блоковое. Размер блоков достигает 1,0–1,2 см. Внутри них выделяются более мелкие агрегаты – блоки, разделенные порами-трещинами. Основная масса пылевато-плазменная. Плазма коричневато-бурая, гумусово-глинистая, возможно, гумусово-железисто-глинистая. В отраженном свете имеет слабый коричневатый оттенок за счет присутствия гидроокислов железа. В основной массе имеются скопления аморфных гидроокислов железа темно-бурого цвета. Пропитан микропылеватым кальцитом. Есть мелкокристаллический гипс. *B-fabric* – чешуйчатое (рис. 2.3Б).

С глубиной (образец 25) палеопочва приобретает более светлую окраску. Здесь цвет палеопочвы светло-бурый. Микросложение блочное. Внутри блоков – мелкие округлые агрегаты, вероятно, биогенного происхождения. Основа пылевато-плазменная. Плазма имеет чешуйчатую и слабо выраженную волокнистую оптическую ориентацию. Встречены отдельные обособления глинистого вещества с волнистым погасанием в скрещенных николях, которые в отраженном свете имеют красновато-бурю окраску за счет диспергированных гидроокислов железа. На отдельных микроучастках пропитан микропылеватым кальцитом.

В горизонте *Vca* (образец 26) окраска еще более светлая. Микросложение агрегированное. Встречены округлые скопления гидроокислов железа темно-серой до черной окраски; в отраженном свете они имеют оранжевую окраску.

Пик накопления карбонатов в верхней части профиля может свидетельствовать об их вторичном характере. По аналитическим данным, наибольшее содержание карбонатов приурочено к поверхностному горизонту (образец 24) и может быть связано процессами иллювирувания карбонатов палеопочвы ПК1. Фрагментарное микросложение, окраска глинистого вещества в буро-

вато-коричневый цвет, очевидно, за счет диспергированного железа, наличие гидроокислов в виде рыхлых скоплений в основе, изогумусовый профиль, волокнистая форма оптически ориентированных глин – все эти признаки могут свидетельствовать об участии процессов оглинивания и метоморфизации в формировании палеопочвы. Такие свойства характеризуют современные бурые и коричневые почвы.

**ПК3, инжавинский (лнхвинское межледниковье) (слои 14–17).** Комплекс представляет полигенетическое образование, состоящее по крайней мере из двух палеопочв.

Заключительная фаза почвообразования отражена в сложном по строению гумусовом горизонте *A*, разбитом вертикальными трещинами на столбчатые отдельности. Общая мощность этой части горизонта *A* 1,25 м. Содержание гумуса возрастает вниз по профилю от 0,36 до 0,45 %.

По микроморфологическим данным, у расположенной ниже части почвы (образец 27) окраска горизонта в шлифе бурая, в отраженном свете ярко-бурая. Микростроение от блочного до агрегированного (внутри блоков). Агрегаты округлые, некоторые имеют биогенную природу. Основа пылевато-плазменная. Плазма железисто-гумусово-глинистая. Отмечено много хлопьевидных скоплений в основе, а также стяжений гидроокислов железа и марганца, от темно-серой до черной окраски. *B-fabric* – чешуйчатое, слабовыраженное волокнистое. Встречаются округлые бурые глинистые обособления с кольцевым строением *B-fabric*. Наблюдается пропитка пылеватыми карбонатами. Содержание  $CaCO_3$  уменьшается к основанию (11–6,5 %).

Почва основной фазы почвообразования имеет генетический профиль *A1-Vca* кротовинный (слои 16, 17). Окраска темно-серая с коричневатым оттенком, хорошо выражена структура. По микроморфологическим данным палеопочва в шлифе имеет рыхлое агрегированное микросложение. Окраска неоднородна. *B-fabric* чешуйчатое, чешуйчато-волокнистое (рис. 2.3В). С глубиной (образец 30) гумусированность усиливается. Пропитка микропылеватым кальцитом. Много железистых новообразований. Отмечается очень высокое содержание гумуса (0,71 %), отражающее гумусоаккумулятивную природу процессов почвообразования. Гумусовый профиль изогумусовый. Горизонт *Vca* совмещается с горизонтом скопления кротовин.

Почва основной фазы развивалась при участии процессов гумусонакопления и была определена как черноземовидная прерий (файозем, брүнизем). На заключительном этапе процессы гумусонакопления были ослаблены, преобладали процессы оглинивания и ожелезнения.

**ПК4, воронский (мучапское межледниковье) (слои 18–20).** Залегает непосредственно под кротовинным горизонтом инжавинской палеопочвы на глубине 11,85 м. Генетический профиль почвы *A'-Am-Bm-Vca*.

По микроморфологическим данным, гумусовый горизонт *A'* имеет плотное микростроение. Вся почвенная масса разделена на блоки. Основная масса пылевато-железисто-глинистая, чешуйчатого и волокнистого микростроения, особенно в зонах, прилегающих к трещинам. Много пылеватых карбонатов, пропитывающих основную массу. Встречаются округлые глинистые бурые стяжения (0,5 мм) с волнистым погасением (остатки кутан иллювирирования?). Присутствуют новообразования гидроокислов железа в различных формах (черные, изотропные). В основании профиля (образец 34) отмечается более рыхлое агрегированное микростроение, а также обильная пропитка микропылеватыми карбонатами. Наблюдается незначительная примесь песка, скопления хлопьевидного гумуса (рис. 2.3Г).

В образце 35 окраска светло-бурая, рыхлое агрегированное микростроение, местами – пропитка микропылеватым кальцитом, редкие включения гипса. Имеется примесь песка. В образцах 37, 38 увеличивается содержание песка и карбонатов. Подобными свойствами обладают современные почвы, развитые в условиях субтропического климата, например, коричневые или переходные к ним подтипы.

### Морфоскопия песчаных кварцевых зерен лёссово-почвенной серии разреза Семибалки-I

Применение данного метода имеет большое значение для диагностики генезиса отложений. Кроме того, при исследовании лёссово-почвенных серий такой метод позволяет подойти к реконструкции субаэральных процессов, под воздействием которых происходило накопление лёссовых отложений, разделявших этапы формирования погребенных почв.

В разрезе Семибалки-I сверху вниз было отмыто 14 образцов на морфоскопию песчаных кварцевых зерен из различных генетических горизонтов. В лабораторных условиях по методике ИГ РАН (Velichko, Timireva, 1995) изучались песчаные зерна 2 фракций – 1,0–2,0 мм и 0,5–1,0 мм. Из каждой фракции анализировалось до 50 зерен.

Кварцевые зерна из нижней песчаной части толщи лиманно-аллювиальных отложений тираспольского (по Н.А. Лебедевой) возраста (слой 22, образцы 43, 46) отличаются наибольшими значениями коэффициента окатанности – 69–70 % и самыми низкими значениями степени заматованности, которая составляет всего 6–7 %. Здесь преимущественно глянцевые зерна, хорошо окатанные, преобладающий класс окатанности – III (рис. 2.4). На поверхности зерен видны следы водной обработки – небольшие, тонкие v-образные бороздки, которыми покрыта поверхность изученных нами зерен. Такой тип поверхности убедительно свидетельствует о довольно длительной обработке зерен в очень активной, динамичной водной среде (рис. 2.5).

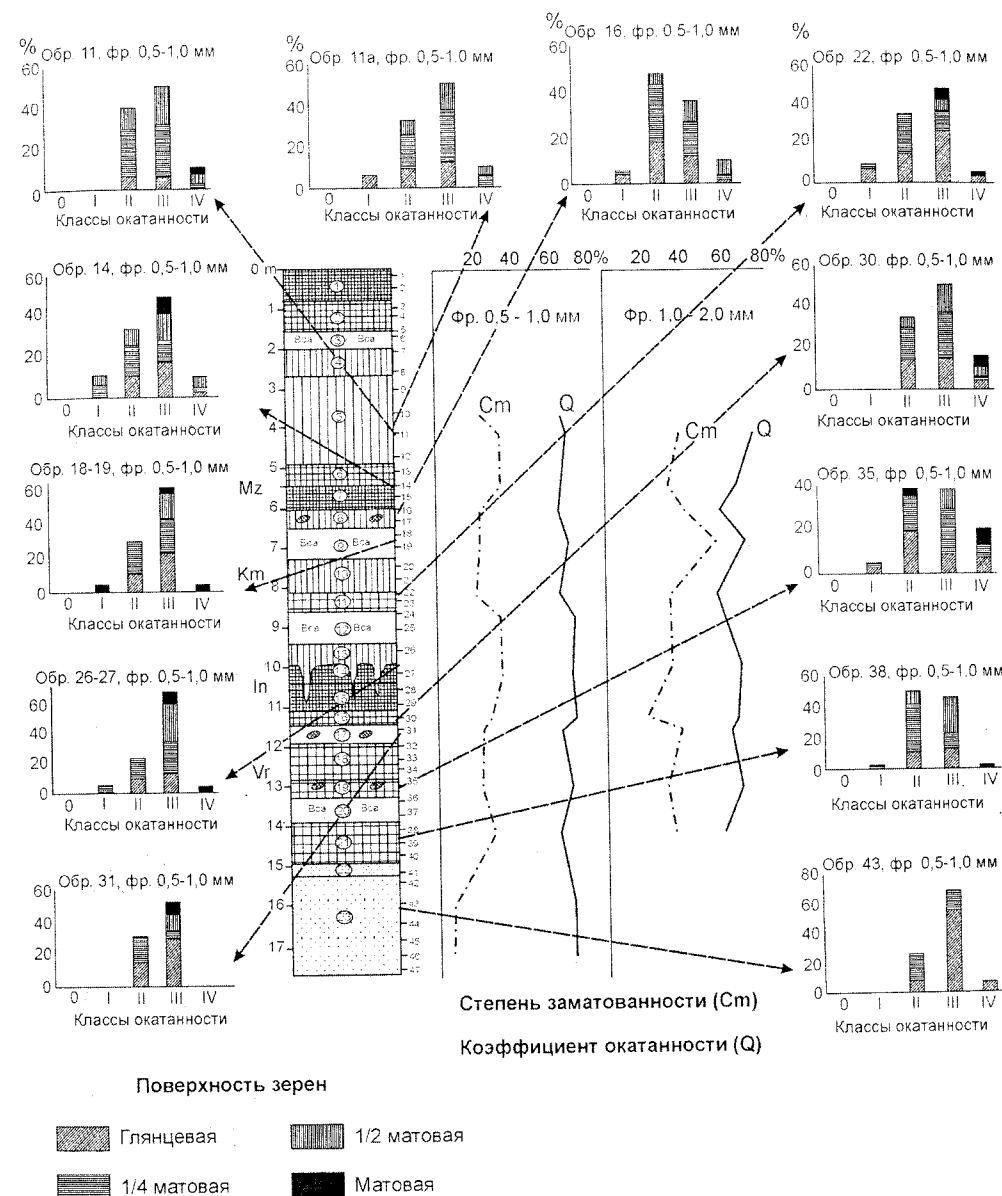
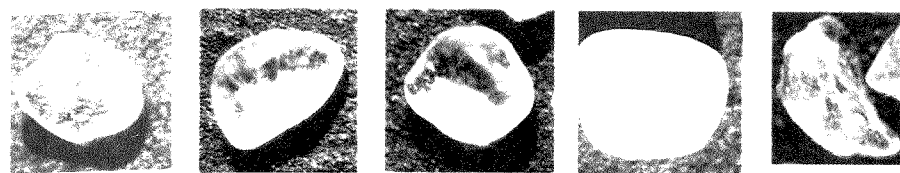
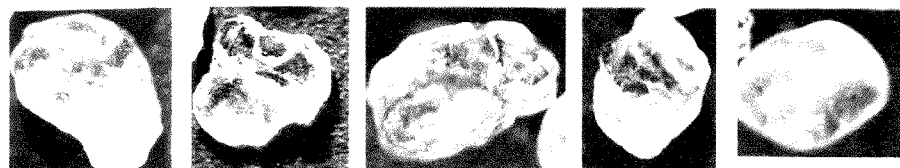


Рис. 2.4. Морфоскопия песчаных кварцевых зерен (условные обозначения см. к рис. 2.2)



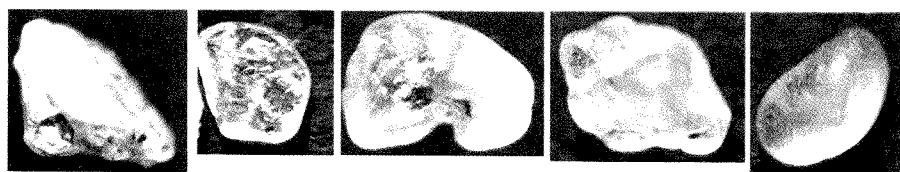
Валдайский лесс, фракция 0,5-1,0 мм



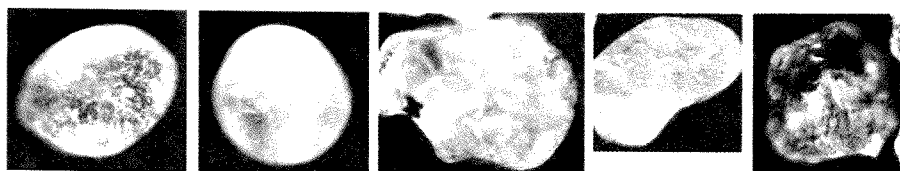
ПК1, мезинский (микулинское межледниковье), фракция 0,5-1,0 мм



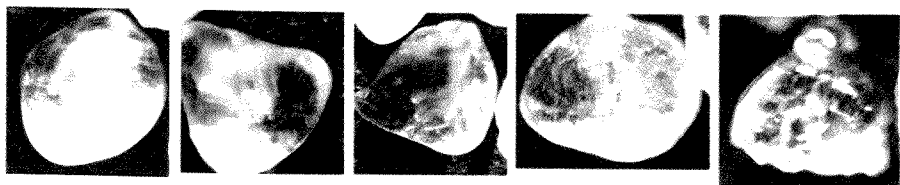
ПК2, каменский (каменское межледниковье), фракция 0,5-1,0 мм



ПК3, инжавинский (лихвинское межледниковье), фракция 0,5-1,0 мм



ПК4, воронский (мучапское межледниковье) фракция 0,5-1,0 мм



Лагунно-морские пески тираспольского возраста, фракция 0,5-1,0 мм

Рис. 2.5. Фото песчаных кварцевых зерен из разреза Семибалки-I (исходное увеличение 6,25x)

Совершенно иной характер зерен наблюдается в вышележащей почвенной толще (ПК4 – воронской). Песчаные кварцевые зерна (образцы 38, 35) распределяются здесь преимущественно между II и III классами (то есть здесь значительную часть зерен составляют зерна среднеокатанные). В этом слое часто встречаются зерна со следами водной обработки, преобладающими текстурными элементами поверхности являются те, которые возникли в результате интенсивных химических процессов. К таким элементам, обнаруженным на поверхности зерен, относятся U-образные борозды, образования вторичного кварца, приуроченные к углублениям поверхности. По сравнению с нижележащими образцами наблюдается уменьшение коэффициента окатанности до 61,5 %. Появляется достаточно большая группа зерен с полуматовой поверхностью, на которой отмечаются следы эоловой обработки – микроямчатость. Резкое увеличение степени заматованности – до 32 % по сравнению с нижележащими песками – свидетельствует о достаточно активных эоловых процессах во время накопления материала этого слоя, затем в процессе почвообразования песчаные зерна видоизменялись и приобрели черты, свойственные зернам из почвенных горизонтов. По данным морфоскопии, обстановка в период формирования почвенного горизонта была влажной и теплой, благодаря чему химические процессы протекали достаточно активно.

С переходом к ПК3 с образца 31 до образцов 24, 25 наблюдается постепенное возрастание значений заматованности – от 24 до 36 % и окатанности – от 64,5 до 69,5 %. Заматованность песчаных зерен возрастает несколько быстрее их окатанности. По всей вероятности, в период формирования этой толщи эоловые процессы протекали достаточно активно. Полученные результаты хорошо согласуются с данными эксперимента, проведенного в ИГ РАН (Величко и др., 1997), благодаря которому установлено, что признаки эоловой обработки (заматованность зерен) появляются на поверхности быстрее окатывания зерен.

Во всех образцах ПК3 (образцы 31, 30, 26, 27) наблюдается значительное преобладание зерен хорошо окатанных III класса при значительном участии зерен среднеокатанных II класса. Отмечено некоторое увеличение количества зерен идеально окатанных в верхних образцах из этой толщи, причем большая их часть имеет или матовую, или полуматовую поверхность. Кварцевые зерна из ПК3 подразделяются на две основные группы: водного происхождения – глянцевые хорошо окатанные зерна и эолового происхождения – зерна с заматованной, микроямчатой затертой поверхностью. Но следует отметить, что перенос песчаных зерен в воздушной среде был непродолжительным, так как зерна имеют низкие показатели заматованности и преобладающими типами поверхности все же являются глянцевая и четвертьматовая. Некоторое участие в формировании поверхности зерен принимали процессы химического вы-



ветривания, в результате которых на поверхности происходило растворение и осаждение кварца (причем осаждение происходило в основном на отрицательных участках поверхности зерен).

В ПК2 (каменском) (слой 11, образец 22) зерна отличаются от нижележащих значительным уменьшением степени заматованности, которая составляет здесь не более 20 %, наблюдается и некоторое снижение коэффициента окатанности – до 63 %. Зерна распределяются в основном между II и III классами окатанности с незначительным содержанием зерен плохо и идеально окатанных. В образце, кроме зерен, связанных с водным и золовым происхождением, присутствуют зерна, поверхность которых, по всей вероятности, сформировалась под влиянием мерзлотных процессов сезонных или суточных (углубления треугольной формы, свежие раковистые сколы и пр.) и процессов химического выветривания (чешуйчатые поверхности, v-образные борозды).

В вышележащем ПК1 (мезинском) (слой 9, образцы 18, 19) наблюдаются незначительные изменения по сравнению с характеристиками песчаных зерен из ПК2. Значения окатанности и заматованности становятся незначительно выше – всего на 3,5 %. Здесь отмечается пик зерен III класса окатанности. Зерна в основном имеют глянцевую или четвертьматовую поверхность. Выделяется небольшая группа зерен с полностью матовой поверхностью. Коэффициент окатанности составляет 66,5 %, а заматованности – 23,5 %. В образце есть зерна с бугристо-ямчатой поверхностью, со следами вторичного кварца и участками чешуйчатой поверхности. Все эти элементы, по всей видимости, связаны с химическими процессами, протекавшими в почвах. Много зерен со следами водной обработки (гладкие или сглаженные зерна глянцевые или четвертьматовые). На многих из них видна слабая (как бы начальная) золовая обработка, которой затронуты преимущественно лишь выпуклые участки зерен.

В образце 16 из слоя 8 (ПК1) генетический состав зерен не меняется по сравнению с нижележащими. Здесь также присутствуют зерна с водной, слабой золовой и химической обработкой, но процессы химического выветривания, по всей вероятности, здесь протекали несколько активнее (часто встречаются зерна с как бы «изъеденной» и бугристо-ямчатой поверхностью). Кроме того, в этом слое отмечено много зерен с раковистыми сколами, которые могли образоваться в результате морозного выветривания. Коэффициент окатанности зерен составляет 62,5 %. Преобладающие классы – II и III, при незначительном преимуществе зерен II класса. Подавляющая часть зерен имеет глянцевую и четвертьматовую поверхность, степень заматованности составляет 21,5 %. Несколько иная ситуация отмечена в слое 7 из ПК1 (образец 14). Окатанность зерен практически не изменилась, но заматованность зерен возросла больше чем на 10 % и составила 32 % во фракции 0,5–1,0 мм. Зерен с полностью матовой поверхностью содержится 10 %. Исходя из этого можно сделать заключение,

что золовые процессы несколько активизировались. Увеличилось количество зерен с небольшими раковистыми сколами, кроме которых на поверхности отмечаются серповидные бороздки, образования из вторичного кварца. Все это свидетельствует о достаточно активных почвенных и мерзлотных процессах.

Песчаные кварцевые зерна из вышележащего валдайского лесса (слой 5, образцы 11 и 11а) обладают высокими показателями заматованности и окатанности в пределах разреза. Коэффициент окатанности достигает 67,5 %, а заматованности – 32,5 %. Зерна в основном водного облика, но прошедшие обработку в воздушной среде, причем обработка неодинакова. Много зерен с почти глянцевой поверхностью, на которой прослеживается очень слабая золовая обработка. Большое количество зерен с хорошо выраженной золовой обработкой – с микроямчатой поверхностью, округлой формы, матовые или полуматовые. В лессе присутствуют зерна со следами морозного выветривания, это зерна с небольшими свежими сколами и ямками треугольной формы.

Наиболее активно процессы морозного выветривания проявились в горизонте, из которого отобран образец 11а. Здесь увеличивается количество зерен с вышеописанными морозными текстурами. Золовая обработка зерен слабее по сравнению с образцом 11, отсутствуют полностью матовые зерна, сокращается и количество зерен с полуматовой поверхностью. Степень заматованности сокращается до 24 %. Несколько снижается значение коэффициента окатанности – до 66 %.

Таким образом, в пределах разреза можно наблюдать изменения в характере осадконакопления снизу вверх. При формировании нижней части толщи песчаных отложений тираспольского возраста основными агентами были водные. При формировании вышележащих толщ наиболее активными были золовые процессы и процессы химического выветривания, а на заключительном этапе, при формировании верхней части разреза ведущими были золовые и криогенные процессы. Касаясь общих изменений заматованности и окатанности песчаных зерен по разрезу в целом, можно отметить, что в нижней части толщи отмечаются минимальные значения степени заматованности, которые составляют всего 6–7 %. В верхней части они достигают максимального значения – 32,5 %. Значения окатанности в пределах всего разреза высокие и колеблются в незначительных пределах – от 61,5 до 70 %, причем максимальные значения приурочены к верхней части разреза (образец 11), средней (образцы с 24 по 30) и нижней части (образцы 43 и 46).

#### Результаты палинологического анализа верхней части разреза Семибалки-I

В разрезе Семибалки-I проанализированы образцы из верхней части разреза. Получены результаты по соотношению основных компонентов спектра.

В спорово-пыльцевых спектрах слоя 4 и верхней части горизонта валдайских лессов (слой 5) преобладает пыльца травянистых растений (NAP) (рис. 2.6). В большом количестве присутствует пыльца маревых, злаков и полыней, в том числе и *Artemisia s/gen Seriphidium*, что характерно для спектров степного типа. Существенную долю в пыльцевых спектрах составляет пыльца семейства цикориевых (*Cichoriaceae*) – пионерных растений, предпочитающих участки с нарушенным почвенным покровом. По-видимому, такие растения поселялись на береговом обрыве, но могли быть распространены и на прилегающей территории, если растительный покров был разрежен.

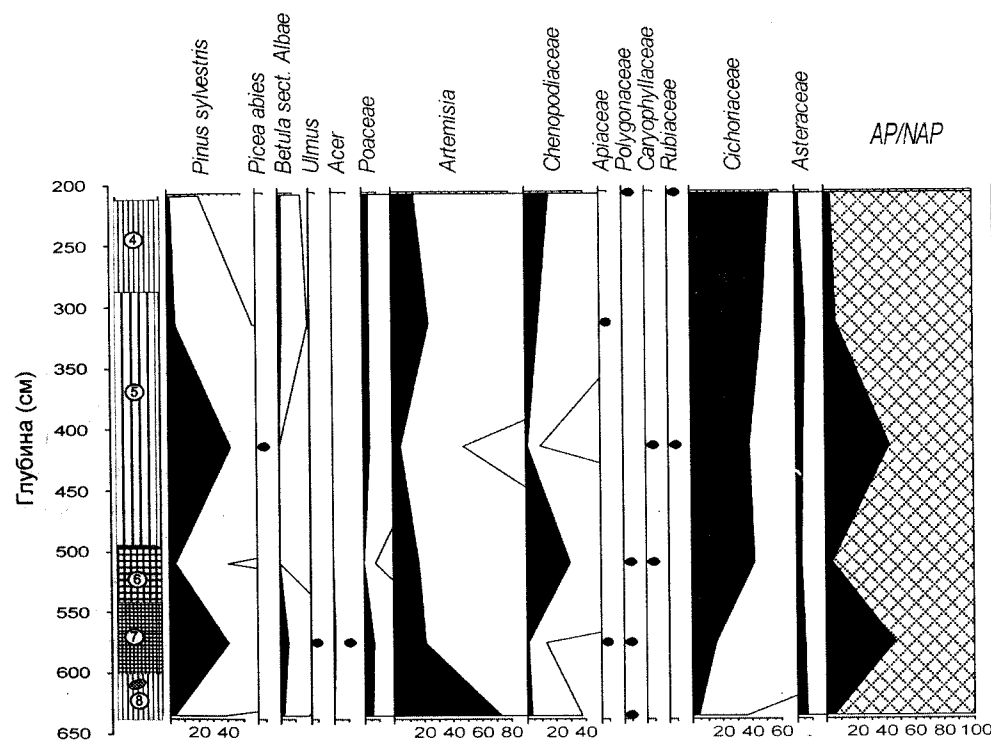


Рис. 2.6. Спорово-пыльцевая диаграмма верхней части разреза Семибалки-I

В спектрах нижней части слоя 5 отмечено увеличение пыльцы древесных (AP) до 40 %, преимущественно за счет пыльцы сосны (*Pinus sylvestris*), наблюдаются единичные пыльцевые зерна ели и березы. Содержание цикориевых и полыней остается по-прежнему высоким. Возможно, в период формирования этой части отложений на прилегающей территории были распространены участки разреженных лесных сообществ. Ландшафт приобретал лесостепной облик. Возможно, это является признаком средневалдайского мегаинтерстадиала. Однако мы пока не располагаем достаточным количеством данных для од-

нозначной трактовки этого интервала. Пыльца сосны обладает большой летучестью и может переноситься на десятки километров. Травянистых растений, относящихся к боровому флористическому комплексу, в спектрах не выявлено. Решить поставленные вопросы помогут дальнейшие исследования.

Состав спорово-пыльцевых спектров из образцов верхнего ПК1 (мезинского) почвенного комплекса (слой 6) в целом сходен со слоем 4, хотя отмечается некоторое увеличение содержания пыльцы маревых. Эти спектры уверенно могут быть отнесены к спектрам степного типа.

В спектрах нижнего гумусового горизонта ПК1, вероятно, отвечающего микулинскому межледниковью (слой 7, образец 15), отмечено значительное увеличение доли пыльцы деревьев (до 65 %), преобладает пыльца сосны и березы. В небольшом количестве присутствует пыльца *Ulmus* и *Acer*. В группе травянистых растений преобладает пыльца полыни и злаков. Доля пыльцы цикориевых заметно сократилась. Очевидно, что в период формирования рассматриваемого горизонта на прилегающей территории существовала лесостепь. Присутствие термофильных пород деревьев (вяз, клен) свидетельствует о межледниковых условиях.

Характер спорово-пыльцевых спектров слоя 8 заметно изменяется по сравнению с вышележащим горизонтом. Количество пыльцы травянистых возрастает до 93 %, преобладает пыльца полыни, в небольшом количестве выявлена пыльца злаков, маревых, астровых и цикориевых. Растительный покров был близок к современным южным степям.

### Магнитная восприимчивость лёссово-почвенной серии разреза Семибалки-I

Величина магнитной восприимчивости изменяется по разрезу от 34 до  $952 \times 10^{-3}$  ед. СИ/г. Максимальные значения  $K$  (магнитной восприимчивости) приурочены к почвам: в современной почве  $K_{max} = 344 \times 10^{-3}$  ед. СИ/г, в мезинском комплексе  $K_{max} = 522 \times 10^{-3}$  ед. СИ/г, в каменском  $K_{max} = 466 \times 10^{-3}$  ед. СИ/г, в воронском  $K_{max} = 952 \times 10^{-3}$  ед. СИ/г. Сравнительно низкими значениями  $K$  характеризуется инжавинский ПК:  $K_{max} = 176 \times 10^{-3}$  ед. СИ/г. Лёссовые горизонты, разделяющие погребенные почвенные комплексы, а также отложения, подстилающие воронский ПК, характеризуются низкими значениями магнитной восприимчивости. Ее величина изменяется в пределах от 34 до  $102 \times 10^{-3}$  ед. СИ/г.

В разрезе Семибалки-I почвенные ПК характеризуются повышенными значениями магнитной восприимчивости, как по величине, так и по средним значениям этого параметра по профилю каждого почвенного уровня. Выделяется сложный («пилообразный») характер изменения магнитной восприимчивости по разрезу. От максимального значения в воронском ПК величина  $K$  резко уменьшается (до  $42 \times 10^{-3}$  ед. СИ/г) на глубине 11,5 м в слое лёсса, разде-

ляющего воронский и иняжавинский ПК. Последний, хотя и выделяется пониженными значениями  $K$ , как по сравнению с другими ПК, так и с современной почвой, отличается более высокими значениями  $K$  в сравнении с величинами этого параметра в подстилающем и перекрывающем ее горизонтами лёссов.

В вышележащих ПК наблюдается рост величины  $K$ . В каменском ПК ее величина изменяется снизу вверх: 446, 151, 191, 94  $\times 10^{-3}$  ед. СИ/г. Вполне сопоставимое, но несколько больше по максимуму увеличение  $K$  выявляется в мезинском ПК: 163, 522, 381, 98  $\times 10^{-3}$  ед. СИ/г (снизу вверх соответственно). В современной почве величина  $K$  уменьшается и изменяется по профилю следующим образом: 120, 344, 118  $\times 10^{-3}$  ед. СИ/г (см. рис. 2.2)

Таким образом, полученные данные по магнитной восприимчивости разреза Семибалки-I свидетельствуют о том, что условия почвообразования здесь способствовали образованию педогенного суперпарамагнитного магнетита, являющегося главным носителем магнитных свойств погребенных почв в Средней Азии, Китае, Африке и др. (Heller, Liu, 1984; Heller et al., 1991; Liu et al., 1988). В данном случае выявляется «китайский» вариант изменения магнитной восприимчивости, когда величина  $K$  в погребенных почвах существенно выше, чем в подстилающих их лёссовых горизонтах.

#### Данные изотопно-кислородного метода

В разрезе Семибалки-I в погребенных почвах и лёссах содержатся карбонаты либо в виде белоглазки, либо в виде мицелия, либо в виде рассеянного дисперсного карбоната. Кроме того, при просмотре в шлифах некоторых образцов палеопочв и лёссов отчетливо видны отдельные зерна первичных известняков. В связи с этим в некоторых палеопочвах, из-за наличия в них литогенных примесей, карбонаты оказались непригодны для реконструкций. Так, в разрезе Семибалки-I из 5 отобранных образцов карбонатов два образца непригодны для реконструкции. Всего выполнено анализов ИСУ для 9 образцов гумуса палеопочв и 5 образцов ИСК и ИСУ карбонатов палеопочв и лёссов на масс-спектрометре.

На основе анализа изотопного состава углерода (ИСУ,  $\delta^{13}C$ ) и кислорода (ИСК,  $\delta^{18}O$ ) в палеопочвенных карбонатах и гумусе разреза Семибалки-I были получены значения (см. рис. 2.2), интерпретация которых нуждается в дополнительных исследованиях.

#### Данные микротермологического метода<sup>1</sup>

Промывка породы из заполнения кротовин показала относительно высокую концентрацию остатков мелких позвоночных почти во всех горизонтах погребенных почв.

<sup>1</sup> Определение грызунов проведено А.С. Тесаковым.

Наиболее богатый материал был получен из самого нижнего ПК (воронского), перекрывающего нижележащий аллювий тираспольского уровня. Горизонт насыщен большим количеством древних кротовин, по всей вероятности, связанных с роющей деятельностью сусликов. Наибольшее количество добытого костного материала принадлежит остаткам тонкопалых сусликов *Spermophilus* sp. Меньшее количество остатков принадлежит желтой пеструшке *Eolagurus* cf. *luteus*, степной пеструшке *Lagurus lagurus* и серой полевке *Microtus* sp.

Малое количество диагностических остатков полевок не позволяет точно говорить о возрасте этой ассоциации. Все формы представлены таксонами, характерными для среднего–позднего плейстоцена и голоцена Восточной Европы. Поэтому возраст воронского ПК, по палеозоологическим данным, сейчас можно рассматривать как послетираспольский.

В ассоциации представлены формы, предпочитающие преимущественно открытые ландшафты и различные полузакрытые биотопы. Современные суслики в целом связаны с открытыми биотопами степного типа. Степная пеструшка является обитателем лесостепей, степей и полупустынь. Местообитания современной желтой пеструшки приурочены к степям и полупустыням. В общем облик фауны позволяет заключить, что климат во время образования почвы был более засушливым по сравнению с современным.

Тафозен, скорее всего, сформировался на склонах долины палео-Дона, покрытых степной и лесостепной растительностью.

Вышележащие ПК также формировались в достаточно засушливых условиях степей и лесостепей. Состав фауны при этом на протяжении позднего плейстоцена сильно не изменялся (табл. 2.1).

Таблица 2.1

Разрез Семибалки-I

Слой	Фауна	Интерпретация возраста	Экология
1. ПК1 (кротовины с лёссовым заполнением)	Степная пеструшка <i>Lagurus lagurus</i> Суслик <i>Spermophilus</i> sp. Ящерица <i>Lacertidae</i> gen.	Поздний плейстоцен	Степные и лесостепные засушливые условия
2. ПК2 (с кротовинами)	Кости скелета мелких грызунов	Средний – поздний плейстоцен	Степные и лесостепные засушливые условия
3. ПК4 (карбонатный горизонт, заполнение кротовин песчанистое кремное с карбонатами)	Жёлтая пеструшка <i>Eolagurus</i> cf. <i>luteus</i> Степная пеструшка <i>Lagurus lagurus</i> Серая полёвка <i>Microtus</i> sp. Суслик <i>Spermophilus</i> sp. Бесхвостая амфибия <i>Anura</i>	Средний – поздний плейстоцен	Степные и лесостепные засушливые условия

Окончание табл. 2.1

Слой	Фауна	Интерпретация возраста	Экология
4. Аллювий, подстилающий ПК4	Рептилия <i>Ophidia</i>	—*	—

\* Данных недостаточно.

### Заключение

В разрезе Семибалки-I изучена субаэральная толща мощностью 15 м, залегающая, согласно имеющимся в литературе данным, на лиманно-морских отложениях конца нижнего плейстоцена. Внутри этой субаэральной толщи выделено 4 ископаемых почвенных комплекса, развивавшихся на субаэральных отложениях. Гранулометрический анализ показал, что эти субаэральные отложения относятся к группе лессовых. Общие данные по содержанию гумуса и карбонатов также подтверждают наличие уровней активизации почвообразовательных процессов. Эти же процессы нашли отражение в данных измерения магнитной восприимчивости. Для оценки хроностратиграфического положения выделенных горизонтов важную роль сыграли полученные в 2005 г. результаты микротериологического анализа. Судя по материалам разреза Семибалки-I, начало почвообразовательных процессов в субаэральной толще относится ко времени, когда формирование тираспольского комплекса уже завершилось. Результаты комплексного палеопедологического анализа с применением микроморфологического метода в шлифах генетических горизонтов почвенных комплексов позволили детально изучить их строение и провести диагностику. Возрастная привязка почвенных комплексов определялась их залеганием выше тираспольских отложений, а с помощью морфотипических признаков, разработанных для разновозрастных палеопочв Восточно-Европейской равнины, проведено предварительное сопоставление их с основными межледниковыми этапами второй половины плейстоцена. Однако указанные возрастные определения следует рассматривать как предварительные, требующие дальнейшего исследования, как с помощью микротериологического метода, так и методов абсолютного датирования.

Необходимо также продолжить детализацию генетических свойств внутри самих почвенных комплексов. Напомним, что в профилях почвенных комплексов плейстоцена, изученных севернее, там, где для межледниковий были характерны типично лесные ландшафтные условия, отчетливо выделяются две фазы почвообразования: 1 – основная межледниковая; 2 – отвечающая хорошо

выраженному межстадиалу начала новой межледниковой эпохи (Величко, Морозова, 2005). Указанная дифференциация получила совсем недавно подтверждение в материалах исследования глинистой минералогии почв. На юге лессовой области (как это следует, в частности, из данных по разрезу Семибалки-I) ландшафтные условия межледниковий тяготели к более открытым вариациям, однако с достаточно высокой тепло- и влагообеспеченностью, о чем свидетельствуют некоторые свойства самих почв, а также палинологические данные по изученному разрезу. Между тем, палеофаунистические данные, связанные с почвенными комплексами, указывают на более аридные условия. (Феномен такого раздвоения отмечался и в предшествующих исследованиях погребенных почвенных комплексов). Вероятнее всего, этот феномен отчетливо проявился и в результатах исследований разреза Семибалки-I. Учитывая, что в заполнениях кротовин принимал участие материал уже из самого почвенного тела, можно полагать, что эпоха более аридных условий, которым соответствует фауна мелких млекопитающих, наступила после более гумидной (межледниковой) фазы и отвечает более поздней (межстадиальной) фазе почвенного комплекса.

Таким образом, в разрезе Семибалки-I наиболее ранний (воронский) почвенный комплекс сопоставлен с мучкапским межледниковьем и последовавшим интерстадиалом. Межледниковое почвообразование приближалось к субтропическому, близкому к Средиземноморскому. В течение основной части среднего плейстоцена межледниковым фазам почвообразования были свойственны условия, отвечающие вариантам ландшафтов умеренного пояса. В лихвинское межледниковье (инжавинский почвенный комплекс, первая фаза) формировались почвы, близкие к прерийным черноземовидным. В каменское межледниковье (каменский почвенный комплекс, первая фаза) сформировались бурые лесные почвы (с признаками коричневых). В позднем плейстоцене – микулинское межледниковье (мезинский почвенный комплекс, первая фаза) формировались черноземы, близкие по строению к современным (голоценовым) почвам этого региона.

Следовательно, в рассматриваемом районе на протяжении конца нижнего, в среднем и позднем плейстоцене устанавливается последовательный ряд межледниковых ландшафтов – от субтропических семигумидных к ландшафтам, близким к прерийным, затем к бореальным теплоумеренным и далее к ландшафтам с почвами степного и лесостепного ряда в позднем плейстоцене (рис. 2.7). Все это указывает на направленный сдвиг гидротермического режима межледниковых эпох почвообразования от условий с более высокой теплообеспеченностью и влагообеспеченностью к условиям понижения теплообеспеченности и роста аридизации.

Почвы	Типы почв				
	черноземы обыкновенные и мицеллярные	черноземы выщелочные и оподзоленные	бурые и коричневые почвы	почвы прерий	почвы семиаридных субтропиков
Современная (голоцен)					
1 пп (Микулинская?)					
2 пп (Каменская?)					
3 пп (Лихвинская?)					
4 пп (Мучкапская?)					

**Рис. 2.7.** Схема смещения типов почвообразования в зависимости от их возраста

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта «Историческая реконструкция процессов формирования черноземных степей аридных зон» Программы ОНЗ РАН и гранта РФФИ НШ-10220.2006.5. Проект 05-05-64487.

#### Список литературы

1. Агаджанян А.К., Добродеев О.П., Курсалова В.И., Мотузко А.Н. Палеофаунистическая характеристика опорного разреза плейстоцена Приазовья у с. Весело-Вознесенского // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1972. Сб. 3. С. 147–154.
2. Болюховская Н.С., Добродеев О.П. Палеогеография плейстоцена Приазовья по данным сопряжения спорово-пыльцевого и палеопочвенного анализов разреза у с. Весело-Вознесенского // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1972. Сб. 3. С. 155–161.
3. Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Тимирева С.Н. Моделирование эоловой обработки песчаных зерен // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 4. С. 431–439.
4. Величко А.А., Морозова Т.Д. Эволюция почвообразования в плейстоцене // Многоликая география. Развитие идей Иннокентия Петровича Герасимова. М.: Изд-во КМК, 2005. С. 66–75.
5. Величко А.А., Морозова Т.Д., Певзнер М.А. Строение и возраст горизонтов лессов и ископаемых почв на главных террасовых уровнях Северного Приазовья // Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1973. С. 48–70.
6. Величко А.А., Писарева В.В., Морозова Т.Д., Фаустова М.А., Нечаев В.П., Грибченко Ю.Н. Корреляция природных событий ледникового и перигляциального плейстоцена Восточной Европы, подходы к решению // Квартер-2005: Мат-лы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УРО РАН, 2005а. С. 64–66.
7. Величко А.А., Морозова Т.Д., Тимирева С.Н., Нечаев В.П., Панин П.Г., Новенко Е.Ю. Эволюция почв и субэдральных процессов в плейстоцене центральных и южных райо-

нов Восточно-Европейской равнины // Проблемы палеонтологии и археологии юга России и сопредельных территорий: Мат-лы междунар. конф. Ростов-на-Дону, 2005б. С. 11–12.

8. Громов В.И. Изучение четвертичной фауны Северного Кавказа // Вестник Академии наук. 1933. № 4. С. 21–29.
9. Додонов А.Е., Садчикова Т.А., Тесаков А.С., Титов В.В., Трубилин В.М. Вопросы стратиграфии плиоцен-четвертичных покровных образований Северо-Западного Причерноморья и Приазовья // Проблемы палеонтологии и археологии юга России и сопредельных территорий: Мат-лы междунар. конф. Ростов-на-Дону, 2005. С. 26–28.
10. Лебедева Н.А. Геологические условия местонахождения мелких млекопитающих в антропогене Приазовья // Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. М.: Наука, 1965. С. 11–140.
11. Лисицын К.И. Геологические условия предполагаемой трассы канала в дельте р. Дона и у южного берега Таганрогского залива. Ростов-на-Дону, 1925. С. 1–42.
12. Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.
13. Москвитин А.И. Четвертичные отложения окрестностей Таганрога: Путеводитель экскурсии II четвертичной геологической конференции. М.; Л., 1932. С. 35–38.
14. Хохловкина В.А. Террасы Азовского побережья между Ростовом и Таганрогом // Труды Института геологических наук АН СССР. 1940. Вып. 28. Геол. Серия. № 8. С. 71–89.
15. Heller F., Liu T.S. Magnetism of Chinese loess deposits // Geophysic J. of the Royal Astr. Soc. 1984. V. 77. P. 125–141.
16. Heller F., Liu X.M., Liu T.S., Xu T.S. Magnetic susceptibility of loess in China // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 103. P. 301–310.
17. Liu X., Xu T., Liu T. The Chinese loess in Xifeng // Geophysical Journal. 1988. V. 92. P. 349–353.
18. Velichko A.A., Timireva S.N. Morphoscopy and Morphometry of Quartz Grains from Loess and Buried Soil Layers // GeoJournal. 1995. V. 36. № 2/3. P. 143–149.

#### Сведения об авторах

**Величко Андрей Алексеевич** – д. г. н., Институт географии РАН, e-mail: paleo@online.ru  
**Катто Норманн Родерик** – профессор географического факультета Университета Ньюфаундленда (Department of Geography Memorial University of Newfoundland, Canada), e-mail: ncatto@mun.ca

**Кононов Юрий Михайлович** – Институт географии РАН, e-mail: paleo@online.ru  
**Морозова Татьяна Дмитриевна** – д. г. н., Институт географии РАН, e-mail: paleo@online.ru  
**Нечаев Владимир Павлович** – к. г. н., Институт географии РАН, e-mail: paleo@online.ru  
**Новенко Елена Юрьевна** – к. г. н., Институт географии РАН, e-mail: paleo@online.ru  
**Панин Павел Геннадьевич** – Институт географии РАН, e-mail: paleo@online.ru  
**Рысков Ярослав Георгиевич** – к. б. н., Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, e-mail: ryskov2005@rambler.ru

**Семенов Виктор Владимирович** – к. г.-м. н., Институт географии РАН, e-mail: paleo@online.ru

**Тимирева Светлана Никитична** – к. г. н., Институт географии РАН, e-mail: paleo@online.ru и stimireva@mail.ru

**Титов Вадим Владимирович** – к. б. н., ИОНЦ РАН, e-mail: wtitov@yandex.ru

УДК 504.4/.7(470.6)  
С 568

**Современные проблемы аридных и семиаридных экосистем юга России: Сборник научных статей** / Отв. ред. Г.Г. Матишов. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2006. 624 с. Ил.: 123. Табл.: 98.

ISBN 5-902982-17-0

В книге представлены первые результаты реализации Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Развитие технологий мониторинга, экосистемное моделирование и прогнозирование при изучении природных ресурсов в условиях аридного климата». Рассматриваются вопросы методологии экосистемного мониторинга аридных зон, включая новые методы мониторинга сейсмической активности, опасных и аномальных природных явлений на Северном Кавказе. Дается оценка и прогноз современных природных процессов аридной зоны России. Обсуждаются проблемы современного природопользования на обширной территории от Азовского и Черного морей до засушливых территорий Забайкалья, включая Урало-Каспийский трансграничный бассейн. Отдельный раздел сборника посвящен результатам исследований среды и биоты Каспийского, Черного, Азовского и Аральского морей.

Издание представляет интерес для специалистов в областях географии, экологии, биологии, а так же для тех, чья деятельность тесно связана с вопросами природопользования.

Ил. – 123. Табл. – 98.

Редакционная коллегия:

академик Г.Г. Матишов (ответственный редактор)

Н.И. Голубева (к. г. н.)

Е.Э. Кириллова (к. г. н.)

Рецензенты:

Ю.И. Инжебейкин (д. г. н.)

С.М. Шаповалов (к. ф.-м. н.)

ISBN 5-902982-17-0

© Южный научный центр РАН, 2006

© Коллектив авторов, 2006

*Оригинал-макет данного издания является собственностью ЮНЦ РАН и его репродуцирование (воспроизведение) любым способом без согласия ЮНЦ РАН запрещается*

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
SOUTHERN SCIENTIFIC CENTRE

## **MODERN PROBLEMS OF ARID AND SEMIARID ECOSYSTEMS OF THE SOUTH OF RUSSIA**

**Collection of Scientific Articles**

Rostov-on-Don  
SSC RAS Publishing-house  
2006