

**Учреждение Российской академии наук
Институт математических проблем биологии РАН**

На правах рукописи

Флоринский Игорь Васильевич

**Теория и приложения
математико-картографического моделирования рельефа**

Специальность 25.00.33 – картография

Диссертация на соискание ученой степени
доктора технических наук

Пушино – 2010

СОДЕРЖАНИЕ

Обозначения и сокращения	6
Введение	7
Глава 1 Основные понятия и методы моделирования рельефа	16
1.1 Цифровые модели рельефа и морфометрические характеристики	16
1.1.1 Методы получения цифровых моделей высоты	17
1.1.2 Типы сеток	18
1.1.3 Разрешающая способность	20
1.1.4 Локальные морфометрические характеристики	22
1.1.4.1 Формулы	22
1.1.4.2 Метод Эванса	31
1.1.5 Нелокальные морфометрические характеристики	32
1.1.5.1 Метод Мартца – де Янга	32
1.1.6 Структурные линии рельефа	38
1.1.7 Комбинированные морфометрические характеристики	40
1.1.8 Концепция зон относительной аккумуляции	41
1.1.9 Особенности картографирования морфометрических характеристик	43
1.2 Ошибки и точность цифрового моделирования рельефа	45
1.2.1 Источники ошибок в цифровых моделях высоты	45
1.2.2 Оценка точности цифровых моделей высоты	47
1.2.3 Игнорирование следствий теоремы Котельникова при интерполяции	48
1.2.3.1 Постановка задачи	48
1.2.3.2 Материалы и методы	50
1.2.3.3 Результаты и обсуждение	50
1.2.4 Явление Гиббса при интерполяции	55
1.2.4.1 Постановка задачи	55
1.2.4.2 Материалы и методы	58
1.2.4.3 Результаты и обсуждение	58
1.2.5 Ошибки дискретизации при сдвиге сетки	61
1.2.5.1 Постановка задачи	61
1.2.5.2 Материалы и методы	62
1.2.5.3 Результаты и обсуждение	63
1.2.6 Изотропия операторов локальных морфометрических характеристик	65
1.2.6.1 Постановка задачи	65
1.2.6.2 Доказательство	67

1.3	Фильтрация цифровых моделей рельефа	71
1.3.1	Задачи фильтрации	71
1.3.1.1	Декомпозиция топографической поверхности	71
1.3.1.2	Подавление высокочастотного шума	71
1.3.1.3	Генерализация	72
1.3.1.3.1.	Генерализация в картографии (основные понятия)	72
1.3.1.3.2.	Генерализация цифровых моделей рельефа	74
1.3.2	Методы фильтрации	76
1.3.2.1	Тренд-анализ рельефа	76
1.3.2.2	Метод Философова	76
1.3.2.3	Пространственная фильтрация	78
1.3.2.4	Сглаживание	78
1.3.2.5	Отбор точек	80
1.3.3	Двумерный анализ сингулярного спектра	80
1.3.3.1	Алгоритм	80
1.3.3.2	Материалы и обработка	85
1.3.3.3	Результаты и обсуждение	87
1.4	Система методов моделирования рельефа: постановка проблемы	93
	Выводы по главе 1	96
Глава 2	Вычислительные методы математико-картографического моделирования рельефа	97
2.1	Метод расчета локальных морфометрических характеристик на квадратной сетке	97
2.1.1	Постановка задачи	97
2.1.2	Вывод формул	98
2.1.3	Тестирование метода	103
2.1.3.1	Материалы и методы	103
2.1.3.2	Результаты и обсуждение	104
2.2	Метод расчета локальных морфометрических характеристик на сетке сфероидических трапеций	108
2.2.1	Постановка задачи	108
2.2.2	Вывод формул	109
2.2.3	Расчет размеров элементов скользящего окна	116
2.2.4	Обсуждение	117
2.3	Метод оценки точности расчета локальных морфометрических характеристик	118
2.3.1	Постановка задачи	118

2.3.2	Вывод формул средних квадратических ошибок расчета локальных морфометрических характеристик	120
2.3.3	Вывод формул средних квадратических ошибок расчета частных производных высоты	121
2.3.3.1	Расчет частных производных на квадратной сетке	122
2.3.3.2	Расчет частных производных на сетке сфероидических трапеций	123
2.3.4	Картографирование средних квадратических ошибок расчета локальных морфометрических характеристик	124
	Выводы по главе 2	127
Глава 3 Применение математико-картографического моделирования рельефа		
	в почвоведении	128
3.1	Влияние рельефа на свойства почвы (на примере распределения влаги)	128
3.2	Метод определения компетентного разрешения цифровой модели рельефа	131
3.2.1	Постановка задачи	131
3.2.2	Теоретическое обоснование	134
3.2.3	Полевой эксперимент	139
3.2.3.1	Описание участка	139
3.2.3.2	Материалы и методы	139
3.2.3.3	Результаты и обсуждение	144
3.3	Способ анализа, моделирования и картографирования характеристик почвы	149
3.3.1	Постановка задачи	149
3.3.2	Описание способа	151
3.4	Полевые исследования	153
3.4.1	Постановка задачи	153
3.4.2	Описание участков	154
3.4.3	Материалы и методы	155
3.4.3.1	Полевые работы	155
3.4.3.2	Лабораторные работы	159
3.4.3.3	Обработка данных	160
3.4.3.3.1	Цифровое моделирование рельефа	160
3.4.3.3.2	Статистический анализ	161
3.4.4	Результаты и обсуждение	168
3.4.4.1	Изменчивость связей влажности почвы с характеристиками рельефа	168
3.4.4.2	Влияние рельефа на денитрификацию	173
3.4.4.2.1	Условия повышенного увлажнения	173

3.4.4.2.2. Условия пониженного увлажнения	174
3.4.4.2.3. Интерпретации	175
Выводы по главе 3	177
Глава 4 Применение математико-картографического моделирования рельефа в геологии	178
4.1 Метод выявления и типизации линеаментов	178
4.1.1 Постановка задачи	178
4.1.2 Теоретическое обоснование	180
4.1.3 Точность метода и требования к исходным данным	182
4.1.4 Экспериментальная проверка	183
4.1.4.1 Абстрактный участок	183
4.1.4.1.1. Материалы и методы	183
4.1.4.1.2. Результаты и обсуждение	185
4.1.4.2 Крымский полуостров	187
4.1.4.2.1. Геологическое описание	187
4.1.4.2.2. Материалы и методы	190
4.1.4.2.3. Результаты и обсуждение	192
4.1.4.3 Район Курской АЭС	194
4.1.4.3.1. Геологическое описание	194
4.1.4.3.2. Материалы и методы	195
4.1.4.3.3. Результаты и обсуждение	199
4.2 Анализ соотношения зон относительной аккумуляции и узловых структур	200
4.2.1 Постановка задачи	200
4.2.2 Объект исследования	202
4.2.3 Материалы и методы	202
4.2.4 Результаты и обсуждение	205
4.3 Анализ планетарного рельефа	209
4.3.1 Постановка задачи	209
4.3.2 Материалы и методы	212
4.3.3 Результаты и обсуждение	223
4.3.3.1 Общая интерпретация	223
4.3.3.2 Глобальные спиралевидные структуры	225
Выводы по главе 4	230
Заключение	231
Список литературы	234
Приложение А. Краткая характеристика программы LandLord	266

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

ДДЗ	данные дистанционного зондирования
ЦМВ	цифровая модель высот
ЦМР	цифровая модель рельефа
A	экспозиция склона
CA	водосборная площадь
DA	дисперсивная площадь
E	разностная кривизна
G	крутизна склона
H	средняя кривизна
K	Гауссова кривизна
K_a	аккумуляционная кривизна
k_h	горизонтальная кривизна
k_{max}	максимальная кривизна
k_{min}	минимальная кривизна
K_r	кольцевая кривизна
k_v	вертикальная кривизна
k_{ve}	избыточная вертикальная кривизна
k_{he}	избыточная горизонтальная кривизна
M	несферичность
$Moist$	влажность почвы
R	альбеде
R^2	коэффициент детерминации
SCA	удельная водосборная площадь
SDA	удельная дисперсивная площадь
SI	индекс мощности потоков
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
TI	топографический индекс
TIN	триангулированные нерегулярные сети
z	высота
2D-SSA	двумерный анализ сингулярного спектра

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность проблемы

Рельеф земной поверхности является одним из основных факторов, определяющих ход и направленность процессов, протекающих в приповерхностном слое планеты [322]. В частности, рельеф является одним из факторов почвообразования [37, 80, 332, 153, 321, 295], так как во многом определяет (микро)климатические и метеорологические характеристики, влияющие на гидрологический и тепловой режим почв [292, 102, 51, 420], предпосылки латерального переноса воды и других веществ вдоль земной поверхности и в почве под действием гравитации [344, 498, 453], а также пространственное распределение растительного покрова [171]. Вместе с тем, будучи результатом взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов различного масштабного уровня, рельеф может выступать индикатором геологического строения территории [406, 25, 72, 402, 131, 57 и др.]. В этой связи, качественная и количественная информация о рельефе широко применяется в науках о Земле [412].

Вплоть до 90-х годов прошлого века основным источником количественной информации о рельефе являлись топографические карты, при анализе которых использовался методический аппарат морфометрии рельефа [17, 370, 110], в частности, для «ручных» вычислений морфометрических характеристик (например, крутизны склонов, горизонтальной и вертикальной расчлененности и др.) и составления морфометрических карт [125, 319, 158, 458, 35, 118, 87, 64 и др.]. Как составная часть картографического метода исследования [105, 9] и математико-картографического моделирования [40, 108], традиционные морфометрические подходы получили широкое распространение в геологических исследованиях (см. аналитический обзор [8]), в частности – в горной геометрии [116], при поиске нефтегазоносных и рудоконтролирующих структур [135, 19], для анализа блоковой структуры земной коры [84], при изучении сейсмичности [96] и др. В почвоведении традиционные методы морфометрии применялись, например, для прогнозного картографирования свойств почвы [101] и пр.

В середине 50-х годов прошлого века в фотограмметрии возникло новое направление – цифровое моделирование рельефа [426]. В рамках этого направления основными носителями информации о рельефе стали цифровые модели высоты (ЦМВ) – дискретные двумерные функции высоты – используемые для расчетов цифровых моделей рельефа (ЦМР) – дискретных двумерных функций морфометрических характеристик. Первыми областями применения цифрового моделирования рельефа были изготовление рельефных карт на фрезерных станках с программным управлением [454] и проектирование дорог [383].

По мере развития компьютерных и аэрокосмических технологий, цифровое моделирование рельефа оформилось в научную дисциплину, предметом которой является количественное моделирование и анализ рельефа земной (планетарной) поверхности, а также взаимо-

связей между рельефом и другими естественными и антропогенными компонентами геосистем. Усложнение задач научных и практических исследований, необходимость снижения уровня их субъективности и обеспечения воспроизводимости определили переход от традиционных морфометрических методов к цифровому моделированию рельефа [252, 60, 202, 239, 108]. Этому способствовало развитие физико-математической теории топографической поверхности в поле гравитации [350, 161, 438]. В настоящее время цифровое моделирование рельефа широко используются для решения задач геоморфологии, гидрологии, дистанционного зондирования, почвоведения, геологии, геоботаники, гляциологии, океанографии, климатологии и других наук о Земле – см. аналитические обзоры [377, 164, 389, 140, 269, 163] и монографии [259, 461, 361, 82, 294].

В данной диссертации применение моделирования рельефа рассматривается преимущественно в контексте почвенных и геологических исследований. Использование цифрового моделирования рельефа в почвоведении [471, 477] и геологии [7, 1] началось еще в 60-е годы XX века. Хотя первые достаточно эффективные методы расчета морфометрических характеристик [253, 372] были разработаны в 1970–1980 годы, в этот период цифровое моделирование рельефа в почвенных и геологических исследованиях применялось сравнительно редко. Но именно в 80-е годы прошлого века определились два основных тренда использования ЦМР в почвоведении и геологии: 1) анализ и моделирование почвенных свойств [441, 204, 408]; и 2) выявление и анализ геологических структур – линеаментов, разломов и пр. [391, 433]. Лишь в 90-е годы XX века, после широкого распространения персональных компьютеров, начался массовый переход от традиционных морфометрических методов к цифровому моделированию: как в почвоведении [399, 400, 63, 388, 413, 187, 296, 197, 227, 278, 281, 343, 378 и др.], так и в геологии [206, 221, 222, 392, 138, 403, 379, 267, 236, 44, 336 и др.].

В начале 90-х годов прошлого века стало очевидно, что нельзя механически переносить в почвоведение или геологию методы моделирования рельефа, разработанные для решения задач других наук о Земле (например, геоморфологии). Для корректного использования ЦМР в почвенных и геологических исследованиях и обоснованных интерпретаций получаемых результатов требовались специализированные методы, которые бы учитывали специфику предмета изучения (отношения «рельеф–почва» и «рельеф–геологическое строение»). Отсутствие таких методов ограничивало моделирование рельефа, снижало эффективность применения крупно- и среднemasштабных ЦМР при изучении почвы на уровне делянки, поля и региона, а также затрудняло использование региональных, континентальных и глобальных ЦМР в геологии.

В основе методов анализа и моделирования почвенных свойств и геологических структур на базе ЦМР должны были лежать специальные вычислительные методы, позволяющие

рассчитывать ЦМР на основных типах сетки и обеспечивающие моделирование рельефа различного уровня иерархии при решении задач широкого масштабного диапазона. Таким образом, требовалось создать двухуровневую систему методов математико-картографического моделирования рельефа:

I уровень – вычислительные методы и алгоритмы, позволяющие рассчитывать ЦМР;

II уровень – методы анализа, моделирования и картографирования почвенных свойств и геологических структур на основе рассчитанных ЦМР.

Решению этой проблемы посвящена диссертационная работа.

Цель и задачи исследования

Цель работы: теоретически обосновать, разработать и практически использовать систему методов математико-картографического моделирования рельефа для задач почвоведения и геологии. Для этого решались следующие задачи:

1) Разработать вычислительные методы для расчета цифровых моделей морфометрических характеристик по ЦМВ, построенным на сетках различной геометрии с широким диапазоном линейного и углового разрешения. Обеспечить при этом моделирование и анализ рельефа различного уровня иерархии при решении задач широкого масштабного диапазона (делянка – поле – ландшафт – регион – континент – планета).

2) Разработать метод оценки точности моделей морфометрических характеристик.

3) Разработать метод определения компетентного разрешения ЦМР для почвенных исследований.

4) Разработать метод анализа, моделирования и картографирования пространственного распределения физических, химических и биологических свойств почвы на основе цифрового моделирования рельефа.

5) Разработать метод выявления и типизации выраженных в рельефе линеаментов на основе цифрового моделирования рельефа.

6) Разработать программное обеспечение, реализующее указанные методы математико-картографического моделирования рельефа.

7) Применить разработанные методы для решения задач почвоведения и геологии.

Объект и предмет исследования

Объектом исследования является рельеф. Предмет исследования – моделирование рельефа и отношений «рельеф–почва» и «рельеф–геологическое строение».

Районы исследования

Возможности вычислительных методов моделирования рельефа показаны на примере территорий г. Москвы, Крыма, Курской обл., междуречья Кумы и Калауса (Ставропольский край) и Эквадора (региональные уровни), а также Русской равнины (субконтинентальный уровень). Математико-картографическое моделирование рельефа для почвенных исследований на уровне делянки и поля проводилось на трех участках: один расположен в г. Пущино (Московская обл.), а два – на юге провинции Манитоба (Канада). Возможности математико-картографического моделирования рельефа для региональных геологических исследований показаны на примере Крыма и Курской обл., а для изучения глобальной тектоники – на примере Земли, Марса, Венеры и Луны.

Исходные материалы

1) В диссертации использованы следующие ЦМВ:

– Детальная ЦМВ – результат тахеометрической съемки, проведенной Г.А.Куряковой (МИИГАиК) и автором;

– Две детальные ЦМВ, полученные с помощью кинематической GPS-съемки сотрудниками Manitoba Land Resource Unit (Agriculture and Agri-Food Canada) и Dep. Soil Science (Univ. Manitoba) в рамках совместных исследований;

– Три региональных ЦМВ, полученные автором путем оцифровки горизонталей топографических карт масштабов 1 : 200 000, 1 : 300 000, 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000;

– Три региональных ЦМВ кровли стратиграфических горизонтов, полученные автором, М.Ю.Маркузе и А.И.Ефременко (МИИГАиК) с помощью оцифровки фондовых геолого-геофизических картографических материалов масштаба 1 : 200 000, предоставленных А.И.Полетаевым (МГУ);

– Четыре глобальные ЦМВ Земли ETOPO2, GTOPO30, GLOBE и SRTM3 из цифровых архивов NOAA, USGS и NASA;

– Четыре глобальные ЦМВ Марса, Венеры и Луны (по данным спутниковой лазерной альтиметрии и радиолокационной съемки) из цифровых архивов NASA.

2) В диссертации использованы результаты детального почвенного опробования и последующих лабораторных анализов почвенных образцов по трем участкам:

– Полевые и лабораторные работы по участку в окрестностях г. Пущино выполнены автором, Г.А.Куряковой (МИИГАиК) и П.А.Шарым (ИФХБПП РАН);

– Полевые и лабораторные работы по двум участкам в Канаде выполнены сотрудниками Manitoba Land Resource Unit (Agriculture and Agri-Food Canada) и Dep. Soil Science (Univ. Manitoba) в рамках совместных исследований.

3) В диссертации использованы опубликованные и фондовые геологические материалы и карты.

Методы исследований

Использовались методы линейной алгебры, вычислительной математики, цифрового моделирования рельефа, математической статистики, картографический метод исследования.

Научная новизна

1) Теоретически обоснована и разработана система методов математико-картографического моделирования рельефа для почвенных и геологических исследований.

2) Разработаны два новых вычислительных метода, позволяющие рассчитывать модели локальных морфометрических характеристик на квадратной сетке и сетке сфероидических трапеций. Метод расчета на квадратной сетке обладает наивысшей точностью среди аналогов; предназначен для детальных и региональных исследований. Метод расчета на сетке сфероидических трапеций аналогов не имеет; предназначен для региональных, континентальных и глобальных исследований.

3) Разработан новый вычислительный метод для оценки точности расчета локальных морфометрических характеристик по критерию средней квадратической ошибки функции измеренных величин. Метод позволяет получать карты средних квадратических ошибок расчета характеристик рельефа на квадратной сетке и сетке сфероидических трапеций.

4) Разработан новый метод определения компетентного разрешения ЦМР для почвенных исследований на основе графического представления коэффициентов корреляции между характеристиками почвы и рельефа в зависимости от шага сетки ЦМР.

5) Разработан способ анализа, моделирования и картографирования пространственного распределения свойств почвы на основе цифрового моделирования рельефа, корреляционного анализа и множественного регрессионного анализа, в котором предикторами являются морфометрические характеристики.

6) Разработан новый метод выявления и типизации выраженных в рельефе линеаментов на основе картографирования горизонтальной (k_h) и вертикальной (k_v) кривизн. Линеаменты, регистрируемые на картах k_h , связаны с дислокациями, образованными преимущественно горизонтальными движениями. Линеаменты, фиксируемые на картах k_v , связаны со структурами, образованными, в основном, вертикальными движениями.

7) Разработанные методы математико-картографического моделирования позволили получить ряд новых фундаментальных результатов:

– На примере черноземовидных почв Северной Америки впервые установлено, что

пространственное распределение динамических свойств почвы зависит от характеристик рельефа лишь в том случае, если содержание влаги в почве превышает некоторый пороговый уровень.

– Для тектонического унаследованного рельефа впервые на количественном уровне доказано, что зоны аккумуляции поверхностных потоков, как правило, совпадают с узлами пересечения линеаментов.

– Впервые с использованием количественных данных и численных методов подтверждена гипотеза существования на Земле двойных спиралевидных структур планетарного ранга, выраженных в рельефе и, вероятно, связанных с ротационными напряжениями земной коры.

Практическая значимость

1) Разработанные методы расширяют возможности применения математико-картографического моделирования рельефа в почвенных и геологических исследованиях. В частности, разработанные вычислительные методы могут применяться для обработки ЦМВ, полученных любым способом. Они позволяют рассчитывать модели морфометрических характеристик на двух основных типах регулярных сеток (квадратной и сфероидических трапеций) с любым линейным или угловым разрешением. Это позволяет моделировать и анализировать рельеф любого уровня иерархии при решении задач любого масштабного уровня.

2) Разработанные методы обладают высокой эффективностью, что подтверждается, в частности, полученными с их помощью новыми фундаментальными результатами. В этой связи разработанные методы могут быть приняты в качестве стандартных схем математико-картографического моделирования рельефа в почвоведении и геологии. Разработанные вычислительные методы могут использоваться для решения задач других наук о Земле.

Защищаемые положения

На защиту выносятся совокупность основных теоретических и практических результатов разработки и применения системы методов математико-картографического моделирования рельефа, а именно:

1) Два вычислительных метода расчета локальных характеристик рельефа на квадратной сетке и сетке сфероидических трапеций.

2) Вычислительный метод оценки точности расчета локальных характеристик рельефа.

3) Метод определения компетентного разрешения ЦМР для почвенных исследований и способ анализа, моделирования и картографирования свойств почвы на основе ЦМР.

4) Метод выявления и типизации линеаментов на основе ЦМР.

5) Результаты математико-картографического моделирования:

– Пространственное распределение динамических свойств почвы зависит от характеристик рельефа лишь в том случае, если содержание влаги в почве превышает некоторый пороговый уровень.

– На территориях с тектоническим унаследованным рельефом зоны аккумуляции поверхностных потоков, как правило, совпадают с узлами пересечения линеаментов.

– Подтверждена гипотеза существования на Земле выраженных в современном рельефе двойных спиралевидных глобальных структур.

Реализация результатов работы

1) Работа выполнена в соответствии с планом научно-исследовательских работ ИМПБ РАН.

2) Значительная часть исследований выполнена в рамках российско-канадских научных проектов, в которых автор был соруководителем или ответственным исполнителем: NATO Collaborative Research Grant ENVIR.CRG.950218 “Prediction of migration and accumulation of toxic substances in landscape” (1995–1996); NSERC Visiting Fellowship in Canadian Government Laboratories “Landscape modelling for sustaining agricultural productivity and environmental quality in the Prairie Ecozone through integration of emerging geo-technologies” (1998–2000); NATO Collaborative Linkage Grant LST.CLG.976677 “Predicting the spatial variability of herbicide sorption at the field-scale” (2000–2002).

3) Под руководством автора группой программистов создана программа LandLord, реализующая разработанную автором систему методов моделирования рельефа [152]. Состав группы: Т.И.Грохлина, Н.Л.Михайлова, Г.Л.Андриенко (ИМПБ РАН), Н.В.Андриенко (ПушГУ) и П.В.Козлов (ЦВ «Протек»). Программа систематически используется в ИМПБ РАН [283, 267, 284, 278, 268, 270, 271, 285, 272–274, 142, 300, 275, 276, 143–147, 30, 148–150, 277]. Программа использовалась в Российском экологическом федеральном информационном агентстве Минприроды РФ [160, 141], Manitoba Land Resource Unit (Agriculture and Agri-Food Canada) и Dep. Soil Science (Univ. Manitoba) в рамках совместных исследований [281, 280, 282, 279, 257, 286, 489, 201, 151, 287]. Программа использовалась в двух диссертациях [62, 488].

Личный вклад

В диссертации изложены результаты многолетних теоретических и прикладных работ автора. Им теоретически обоснованы и разработаны все методы математико-картографического моделирования рельефа, выносимые на защиту. Автором выведены все формулы за-

щищаемых вычислительных методов. Семь ЦМВ, используемых в диссертации, составлены лично автором или при его участии. Автором выполнены расчеты всех цифровых моделей морфометрических характеристик и построение всех морфометрических карт. Автор принимал участие в полевых и лабораторных работах. Им лично проведен статистический анализ почвенных и морфометрических данных, картографирование почвенных свойств, последующий анализ и интерпретация полученных результатов. Автором лично проведен совместный анализ геологических материалов и морфометрических карт и интерпретация полученных результатов. Ранние версии расчетных модулей программы LandLord, а также вьювер были написаны группой программистов под руководством автора. Автором лично написана на языке Delphi и отлажена последняя версия расчетного модуля LandLord 4.0, реализующего разработанную систему методов.

Достоверность и обоснованность

Достоверность и обоснованность полученных результатов и выводов подтверждаются:

- а) корректным применением методов линейной алгебры, вычислительной математики, цифрового моделирования рельефа и математической статистики;
- б) использованием достоверных исходных данных о рельефе, характеристиках почвы и геологическом строении изучаемых территорий;
- в) результатами проведенных компьютерных экспериментов;
- г) независимыми геологическими источниками;
- д) публикациями автора в ведущих отечественных и зарубежных научных журналах.

Апробация работы

Основные положения диссертации докладывались на Всесоюзной конф. «Современные проблемы географии и картографии почв» (Москва, 1991), 2-ом Всесоюзном семинаре «Нетрадиционные методы геофизических исследований неоднородностей в земной коре» (Москва, 1992), Геологической секции Московского о-ва испытателей природы (1992), 15th World Congress of Soil Science (Acapulco, 1994), 7-ой Междунар. конф. «Математические методы распознавания образов» (Пушино, 1995), Annual Meetings of the Canadian Society of Soil Science (Charlottetown, 1999; Winnipeg, 2000), International Congress on Ecosystem Health (Sacramento, 1999), Annual Meetings of the Manitoba Society of Soil Science (Winnipeg, 1999, 2000, 2001), Отд. картографии и аэрокосмических методов Русского геогр. о-ва (Москва, 2006), International Symposium on Terrain Analysis and Digital Terrain Modelling (Nanjing, 2006), XIV и XVI науч. семинарах «Система Планета Земля (Нетрадиционные вопросы геологии)» (Москва, 2006, 2008) и 4th National Cartographic Conference GeoCart'2008 (Auckland, 2008).

Кроме того, основные положения работы докладывались на научных семинарах Лаб.

космической геологии МГУ (1991), Centre d'applications et de recherche en télédétection, Université de Sherbrooke (Sherbrooke, 1995), Centre for Research in Geomatics, Université Laval (Quebec, 1995), Brandon Research Centre, Agriculture and Agri-Food Canada (Brandon, 1998), Land Resource Unit Network, Agriculture and Agri-Food Canada (Ottawa, 1999), Dep. Geography, Simon Fraser University (Vancouver, 2001), Canadian Great Plains Greenhouse Gas Program Team (Saskatoon, 2001), Фак. почвоведения МГУ (1996, 2005) и Ин-та геоэкологии РАН (Москва, 2006).

По данным Google Scholar на 26 октября 2009, работы автора цитировались в 340 научных публикациях (без самоцитирования).

Публикации

По теме диссертации опубликовано 70 работ, в том числе 31 статья в научных журналах, включенных в Перечень ведущих рецензируемых научных журналов ВАК. Из них: 15 статей в российских журналах и 16 статей в зарубежных журналах, включенных в систему цитирования Web of Science “Science Citation Index Expanded”.

Структура и объем диссертации

Работа состоит из введения, четырех глав, заключения, списка литературы (506 наименований) и приложения. Общий объем: 267 страниц, включая 77 рисунков и 19 таблиц.

Благодарности

На протяжении двадцати лет автор обсуждал различные аспекты своей работы со многими исследователями. В этих дискуссиях участвовали П.А.Шарый, А.С.Комаров (ИФХБПП РАН), Г.А.Курякова (МИИГАиК), А.М.Берлянт, Ю.И.Фивенский, Ю.Л.Мешалкина, Е.В.Шейн (МГУ), В.Г.Трифонов (ГИН РАН), В.И.Макаров (ИГЭ РАН), А.Е.Федоров (ПГО «Аэрогеология»), D.L.Burton (Univ. Manitoba), Н.Э.Голяндина (СПГУ) и др. Важным для автора был опыт работы с программистами Т.И.Грохлиной, Н.Л.Михайловой, Г.Л.Андриенко (ИМПБ РАН), Н.В.Андриенко (ПушГУ) и П.В.Козловым (ЦВ «Протек»). В разные годы поддержку оказали Е.М.Карасев (ФГУП НИИР), А.М.Молчанов, А.Р.Сковорода, М.Н.Устинин, Н.Н.Назипова, А.С.Панов (ИМПБ РАН), А.Tarussov (Univ. Sherbrooke) и R.G.Eilers (Manitoba Land Resource Unit, AAFC). Библиотечное сопровождение вели С.С.Захарова (ИМПБ РАН) и В.Г.Карпова (Lundbeck). Дружескую помощь оказывали З.Ф.Поветухина, О.Б.Иванова, С.Л.Волынкин, О.А.Борматова, Г.Г.Дикевич, Л.Н.Зинчук, И.Ф.Вольфсон, Е.К.Вершинина и О.В.Неверова. Автор благодарен всем за советы, критику и помощь.

ГЛАВА 1

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И МЕТОДЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

В главе изложены основные понятия, подходы и методы математико-картографического моделирования рельефа. В разд. 1.1 рассмотрены способы получения ЦМВ, типы сеток ЦМР и вопросы, связанные с разрешающей способностью ЦМР. Даны определения, формулы, интерпретации и методы расчета для четырех групп морфометрических характеристик (локальных, нелокальных, комбинированных, а также структурных линий рельефа). Проблеме ошибок и точности ЦМР посвящен разд. 1.2. В нем рассмотрены источники и типы ошибок ЦМВ, методы их обнаружения и анализа. Разобраны ошибки, возникающие из-за игнорирования следствий теоремы Котельникова, явление Гиббса и ошибки дискретизации при сдвиге сетки модели. В разд. 1.3 рассмотрены вопросы фильтрации ЦМР, к задачам которой относятся: 1) выделение низко- и высокочастотных компонент топографической поверхности при изучении закономерностей строения рельефа и его элементов различного уровня иерархии; 2) подавление высокочастотного шума; и 3) генерализация ЦМР для снижения ее информационной избыточности. Показана перспективность использования в этих целях двумерного анализа сингулярного спектра. В разд. 1.4 аргументируется необходимость разработки системы методов математико-картографического моделирования рельефа.

1.1 Цифровые модели рельефа и морфометрические характеристики

Морфометрической характеристикой (параметром, величиной, показателем) обычно называют любую количественную характеристику рельефа земной (планетарной) поверхности. Морфометрические характеристики можно разделить на 4 основные группы:

- Локальные характеристики;
- Нелокальные характеристики;
- Комбинированные характеристики;
- Структурные линии.

Высота, являющаяся морфометрической величиной, не входит в указанные группы.

Под ЦМР обычно понимают дискретную двумерную функцию морфометрической характеристики, которая описывает топографическую поверхность в виде множества значений, измеренных или рассчитанных в узлах некоторой сетки. К ЦМР относят ЦМВ, цифровые модели крутизны, горизонтальной кривизны, водосборной площади и других морфометрических показателей [383, 241, 202].

Для любого участка топографической поверхности цифровые модели всех морфометрических характеристик могут быть рассчитаны по ЦМВ данного участка.

1.1.1 Методы получения цифровых моделей высоты

ЦМВ могут быть получены различными наземными, дистанционными и камеральными методами, среди которых выделяются следующие:

– Традиционные наземные топографические съемки (например, тахеометрические) [12]. Полученные в результате этих съемок детальные и крупномасштабные ЦМВ небольших участков местности могут использоваться в почвенных исследованиях.

– Кинематическая GPS-съемка. Позволяет в реальном режиме времени создавать достаточно точные крупномасштабные и детальные ЦМВ [86, 223]. При этом используются спутниковая система глобального позиционирования и GPS-приемник, обычно устанавливаемый на вездеходе. По мере движения вездехода, в автоматизированном режиме производится регистрация трех координат каждой точки ЦМВ. Кинематическая GPS-съемка создает условия для оперативного и экономичного решения многих детальных и крупномасштабных задач почвоведения с использованием ЦМР – там, где ранее эти решения замедлялись относительной трудоемкостью наземных топографических съемок в традиционном исполнении.

– Аналоговые и цифровые методы стереофотограмметрии [93, 68, 333], позволяющие строить ЦМВ на основе стереопары дистанционных изображений (преимущественно, аэро- и космоснимков). В последнем случае могут использоваться различные платформы: SPOT [306], Landsat MSS, NOAA AVHRR [174], ASTER [486], Ikonos [467] и др. Стереофотограмметрические методы могут использоваться как в почвоведении, так и в геологии для составления ЦМВ в широком диапазоне масштабов. В сверхдетальных полевых и лабораторных почвенно-эрозионных исследованиях (при разрешении ЦМВ порядка нескольких миллиметров) применяется наземная стереофотосъемка [479, 309].

– Радиолокационная интерферометрия. Позволяет получать ЦМВ по данным радиолокационной съемки с использованием радаров с синтетической апертурной решеткой [501]. С помощью этого метода были построены, в частности, глобальная мелкомасштабная ЦМВ Венеры [409, 288] и среднемасштабная ЦМВ SRTM для значительной части суши Земли [416, 258, 455]. ЦМВ на основе данных радиолокации могут использоваться в среднемасштабных почвенных и в средне- и мелкомасштабных геологических исследованиях.

– Лазерное сканирование. Широкое распространение лидарных аэросъемок осуществило прорыв в создании крупномасштабных и детальных ЦМВ суши [483, 363] и мелководий (до -60 м) [263]. Хотя до сих пор удовлетворительно не решены некоторые методические вопросы (в частности, эффективная фильтрация высокочастотного шума [357]), лидарная аэросъемка создает условия для быстрого решения крупномасштабных задач почвоведения и геологии с использованием ЦМВ. С помощью спутниковой лазерной альтиметрии были составлены, в частности, глобальная мелкомасштабная ЦМВ Луны [448, 505] и серия глобаль-

ных средне- и мелкомасштабных ЦМВ Марса [449, 447]. Такие ЦМВ могут использоваться в геологических (планетологических) исследованиях среднего и мелкого масштаба.

– Гидролокация. Применяется для составления ЦМВ дна водоемов [308, 328]. Такие ЦМВ могут использоваться в средне- и мелкомасштабных геологических исследованиях.

– Спутниковая радиолокационная альтиметрия. Применялась для составления ЦМВ дна океанов [240, 430]. С помощью этого метода (по данным спутников Seasat, Geosat и ERS-1; калибровка проводилась по данным гидролокации) была получена батиметрия для глобальной ЦМВ ETOPO2 [251]. Такие ЦМВ могут использоваться в мелкомасштабных геологических исследованиях.

– Оцифровка горизонталей топографических карт различного масштаба с использованием ручных дигитайзеров и сканирования с последующим машинным распознаванием [154, 245]. Этот метод был основным при создании национальных ЦМВ США, Канады и других стран [238, 208], ЦМВ дна Северного Ледовитого океана ИВСаО [328] и описания суши в глобальных ЦМВ Земли GTOPO30, GLOBE и ETOPO2 [305, 298, 251]. ЦМВ, полученные данным способом, могут применяться для решения средне- и мелкомасштабных задач почвоведения и геологии.

Выбор метода составления ЦМВ при проведении почвенных и геологических работ зависит от ряда факторов: размера изучаемой территории, требуемых разрешающей способности, необходимой точности исследования, точности и разрешения других (почвенных, геологических, геофизических и пр.) карт и материалов, а также стоимости составления ЦМВ.

1.1.2 Типы сеток

Рельеф может быть описан аналитически [52, 120, 490] или в виде ЦМР – дискретной функции двух переменных. В последнем случае могут использоваться различные типы сеток измеренных или рассчитанных значений морфометрических величин.

При составлении ЦМВ небольших участков поверхности, когда формой планеты можно пренебречь, могут использоваться следующие типы сеток [52, 170, 213]:

- Нерегулярные сетки:
 - 1) со случайным расположением точек;
 - 2) с учетом характерных точек горизонталей;
 - 3) с учетом характерных элементов рельефа (структурных линий, вершин, седловин и т.п.) (рис. 1.1а); частный случай – триангулированные нерегулярные сети (TIN) [410];
 - 4) по трансектам (рис. 1.1а).

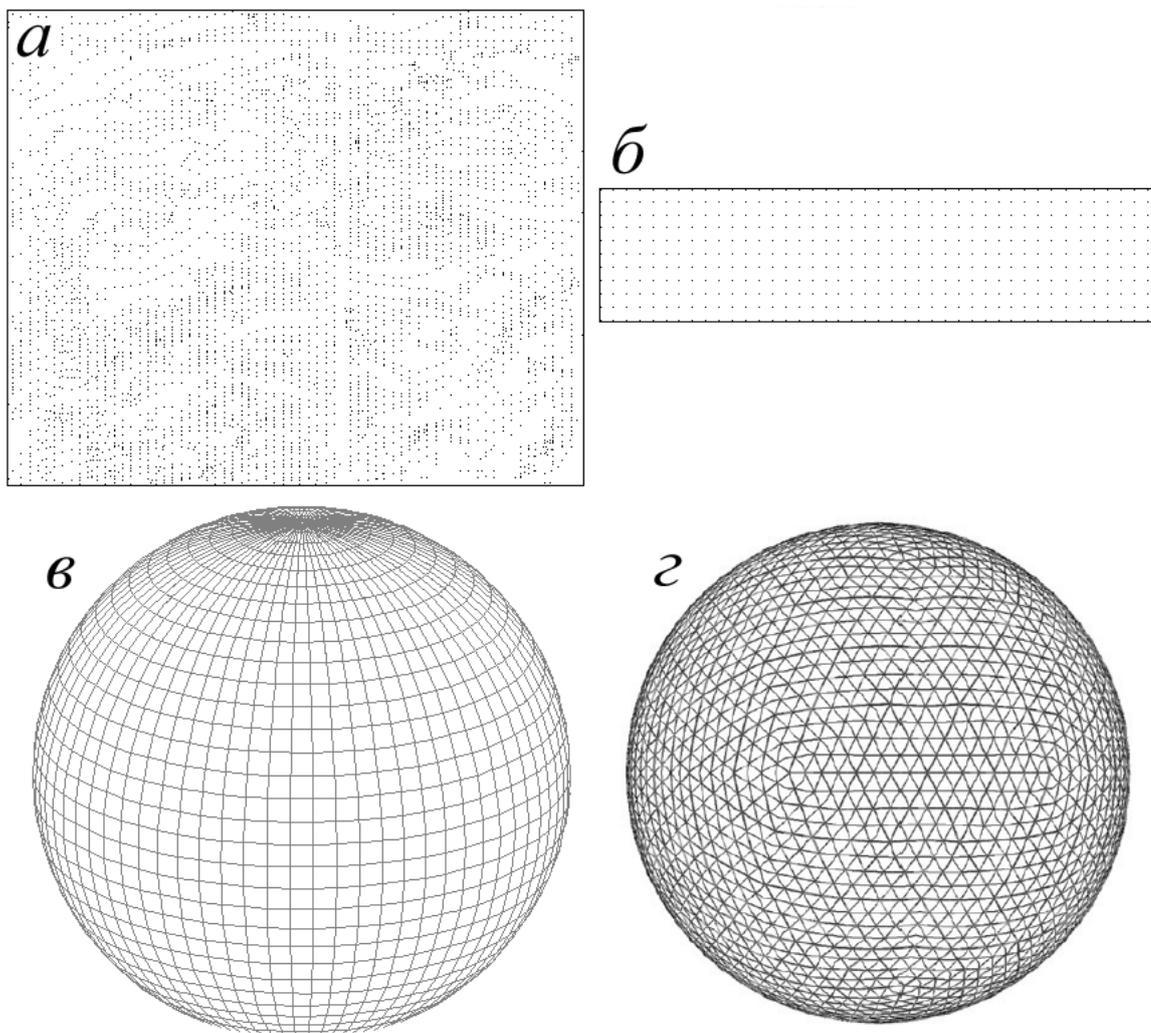


Рисунок 1.1 – Типы сеток ЦМВ:

a – нерегулярная сетка, построенная по трансектам и характерным линиям рельефа [272];
б – квадратная сетка; *в* – сетка сфероидических трапеций; *г* – сетка сферических икосаэдров с разбиением сферическими треугольниками [429]

– Регулярные сетки: треугольные, квадратные, прямоугольные, шестиугольные. Наибольшее распространение получила квадратная сетка (рис. 1.1б).

Неоднократно аргументировалось, что оптимальным является составление ЦМВ с учетом характерных элементов рельефа [52, 371 и др.]. Тем не менее, М.Р.Кумлер [352] показал, что ЦМВ, построенные по квадратным сеткам, обладают более высокой точностью, по сравнению с TIN. Использование таких ЦМВ целесообразно еще и потому, что морфометрические характеристики обычно рассчитываются по ЦМВ, построенным на регулярных сетках (п. 1.1.4.2, 1.1.5.1, разд. 2.1).

Заметим, что в настоящее время переход от нерегулярной к квадратной сетке не является проблематичным, так как различные методы интерполяции [434, 109, 480, 59] реализо-

ваны во многих широко доступных программах, например, Surfer (Golden Software Inc.). Однако хорошо известно, что все методы интерполяции имеют свои недостатки, которые могут приводить к появлению в интерполированной ЦМВ ошибок и артефактов (разд. 1.2).

При описании глобального рельефа или значительных участков поверхности, когда нельзя пренебречь формой планеты, могут использоваться различные сфероидические регулярные сетки. Наибольшее распространение получила сетка сфероидических трапеций с равным угловым шагом по широте и долготе, образуемая точками пересечения параллелей и меридианов (рис. 1.1в). Этот тип сетки стал стандартным для глобальных ЦМВ Земли GTOPO30, GLOBE, ETOPO2 и SRTM3 [305, 298, 251, 455], глобальных ЦМВ Марса, Венеры и Луны [288, 505, 442, 447], национальных ЦМВ многих стран [238, 208 и др.], а также для моделей различных геофизических характеристик [387 и др.]. Минусами сетки сфероидических трапеций является а) информационная избыточность для полюсов (полюс описывается не одной, а серией точек, число которых соответствует разрешению данной сетки), и б) неравенство площадей пикселей на разных широтах, что затрудняет проведение статистического анализа [195].

От указанных недостатков свободны некоторые сфероидические сетки, основанные на первичном разбиении сферы сферическими Платоновыми телами (октаэдрами, додекаэдрами и икосаэдрами) и последующем разбиении каждой их грани сферическими треугольниками, ромбами или шестиугольниками [242, 429] (рис. 1.1г).

1.1.3 Разрешающая способность

Выбор разрешающей способности ЦМР – средней плотности точек в нерегулярной ЦМВ или шага сетки (w) в регулярной ЦМР – является одним из главных вопросов, возникающих при моделировании рельефа [181, 43]. Эти параметры должны обеспечивать заданную точность описания поверхности при минимуме точек.

Известны эмпирические подходы к выбору w . Например, согласно критерию Т.К.Пойкера (Т.К.Рейсера), w должен быть в 4,3 раза больше величины сечения горизонталей на цифруемой карте [431]. Известна таблица выбора w в различных геоморфологических условиях в зависимости от средней квадратической ошибки ЦМВ [43].

Рассмотрим эту задачу с теоретической точки зрения. Дискретизация непрерывной функции и ее восстановление по дискретной функции с помощью интерполяции являются стандартными процедурами обработки цифровых сигналов и изображений. Согласно теореме В.А.Котельникова [58], одномерная непрерывная функция $y = f(x)$ с ограниченным спектром может быть однозначно восстановлена по выборке своих дискретных отсчетов $f(k\Delta x)$,

где Δx – период дискретизации, $-\infty \leq k \leq \infty$, при условии $\Delta x \leq \frac{1}{2\nu}$, где ν – максимальная частота спектра. Для двумерного случая это означает, что непрерывная функция $z = f(x, y)$ с ограниченным спектром может быть однозначно восстановлена по выборке своих дискретных отсчетов $f(k\Delta x, l\Delta y)$, где Δx и Δy – периоды дискретизации, $-\infty \leq k, l \leq \infty$, при условии $\Delta x \leq \frac{1}{2\nu_x}$ и $\Delta y \leq \frac{1}{2\nu_y}$, где ν_x и ν_y – максимальные частоты спектра. Другими словами, непрерывную функцию можно восстановить по дискретной, если для самой короткой длины волны $\lambda_{x,y} = \frac{1}{\nu_{x,y}}$ существует, по крайней мере, два отсчета [427]. На практике, чтобы избежать неопределенности при восстановлении функции из-за ограничений теоремы Котельникова и эффектов интерполяции (например, явления Гиббса – подразд. 1.2.4), для определения периодов дискретизации целесообразно использовать коэффициент $n = (2-10)$: $\Delta x \leq \frac{\lambda_x}{2n}$ и $\Delta y \leq \frac{\lambda_y}{2n}$ [33].

Составление ЦМВ является дискретизацией двумерной функции высоты поверхности [366, 367, 369, 456]. Как и в случае любого реального сигнала, спектр высоты поверхности неограничен, поэтому условия теоремы Котельникова нарушаются [180, 33]. Эта проблема разрешима, так как пользователь обычно заинтересован в изучении элементов рельефа с характерными размерами, не менее некоторой пороговой минимальной длины волны $\tilde{\lambda}_{x,y}$ [369]. Поэтому для каждого конкретного случая можно считать высоту поверхности функцией с ограниченным спектром с максимальными частотами $\tilde{\nu}_{x,y}$.

Применительно к цифровому моделированию рельефа, теорема Котельникова имеет три очевидных следствия [272]:

1) Чтобы ЦМВ содержала информацию о наименьших элементах поверхности с характерными плановыми размерами $\tilde{\lambda}_{x,y}$, необходимо использовать периоды дискретизации $\Delta x \leq \frac{\tilde{\lambda}_x}{2n}$ и $\Delta y \leq \frac{\tilde{\lambda}_y}{2n}$, или шаг $w \leq \frac{\tilde{\lambda}_{x,y}}{2n}$ для квадратной сетки [369]. Эти периоды или шаг определяют предельное разрешение всех ЦМР, рассчитываемых по данной ЦМВ.

2) Интерполируя ЦМВ, невозможно достичь более высокого пространственного разрешения, чем разрешение ЦМВ до интерполяции. Другими словами, невозможно восстановить элементы поверхности с характерными размерами, меньшими чем $\tilde{\lambda}_{x,y}$. ЦМВ, безусловно, может быть интерполирована с $w_{int} \ll \Delta x, \Delta y$, но эта процедура никак не отражается на дей-

ствительном разрешении ЦМВ [456, 318, 431].

3) «Элементы рельефа» с характерными плановыми размерами менее $\tilde{\lambda}_{x,y}$, возникшие при интерполяции ЦМВ, должны рассматриваться как высокочастотный шум, отражающий свойства интерполятора.

Ошибки, связанные с игнорированием следствий теоремы Котельникова, подробно рассмотрены в подразд. 1.2.3.

Фрактальность рельефа [290], видимо, может оказывать влияние на результаты расчета морфометрических параметров [346]. Однако в данной работе мы считаем рельеф масштабно зависимым объектом [224] и не обсуждаем в этой связи фрактальные модели. При таком подходе, фрактальная составляющая рельефа может рассматриваться как высокочастотный шум.

1.1.4 Локальные морфометрические характеристики

Локальными морфометрическими характеристиками называют величины, описывающие локальную геометрию поверхности, определение (расчет) которых возможен при анализе малой окрестности данной точки поверхности [452]. К локальным морфометрическим характеристикам относятся: крутизна склона (G), экспозиция склона (A), альбеда (R), двенадцать параметров, входящих в полную систему кривизн [438]: горизонтальная кривизна (k_h), вертикальная кривизна (k_v), минимальная кривизна (k_{min}), максимальная кривизна (k_{max}), средняя кривизна (H), Гауссова кривизна (K), разностная кривизна (E), аккумуляционная кривизна (K_a), несферичность (M), кольцевая кривизна (K_r), избыточная вертикальная кривизна (k_{ve}), избыточная горизонтальная кривизна (k_{he}) и некоторые другие.

Определения и интерпретации локальных характеристик рельефа даны в табл. 1.1.

1.1.4.1 Формулы

Рассмотрим участок поверхности, а) размеры которого значительно меньше радиуса Земли; б) который характеризуется однородным гравитационным полем; и в) который однозначно описывается гладкой функцией $z = f(x, y)$, где z – высота, x и y – декартовы координаты. Локальные характеристики рельефа являются функциями частных производных высоты

$$g = \frac{\partial^3 z}{\partial x^3}, h = \frac{\partial^3 z}{\partial y^3}, k = \frac{\partial^3 z}{\partial x^2 \partial y}, m = \frac{\partial^3 z}{\partial x \partial y^2}, r = \frac{\partial^2 z}{\partial x^2}, t = \frac{\partial^2 z}{\partial y^2}, s = \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y}, p = \frac{\partial z}{\partial x}, q = \frac{\partial z}{\partial y} \quad (1.1)$$

и вычисляются по следующим формулам [161, 438, 439]:

Таблица 1.1 – Определения и интерпретации морфометрических характеристик, используемых в диссертации [161, 438, 269, 439]

Характеристика, единица измерения	Определение и интерпретация
Локальные морфометрические характеристики	
Крутизна склона, °	Угол G между горизонтальной и тангенциальной плоскостями S и R в данной точке A земной поверхности (рис. 1.2а) [356]. G определяет скорость потоков, перемещающихся вдоль земной поверхности под действием гравитации.
Экспозиция склона, °	Угол α по часовой стрелке между направлением на север и проекцией внешней нормали n на горизонтальную плоскость S в данной точке A земной поверхности (рис. 1.2б). α определяет направление потоков, перемещающихся вдоль земной поверхности под действием гравитации и, совместно с крутизной – освещенность склона.
Вертикальная кривизна, m^{-1}	Кривизна нормального сечения BAC земной поверхности плоскостью Q , включающей вектор ускорения силы тяжести g в данной точке A земной поверхности (рис. 1.2в). k_v – мера относительного замедления потоков, перемещающихся вдоль земной поверхности под действием гравитации [452]. Потоки замедляются при $k_v < 0$, ускоряются при $k_v > 0$.
Горизонтальная кривизна, m^{-1}	Кривизна нормального сечения DAE земной поверхности плоскостью R , которое ортогонально сечению BAC с вертикальной кривизной в данной точке A земной поверхности (рис. 1.2г). k_h – мера конвергенции потоков, перемещающихся вдоль земной поверхности под действием гравитации [344]. Потоки конвергируют при $k_h < 0$, дивергируют при $k_h > 0$.
Гауссова кривизна, m^{-2}	Произведение максимальной и минимальной кривизн. Согласно <i>Teorema egregium</i> , K поверхности сохраняет свои значения после изгибания поверхности, если изгибание произошло без растяжений, сжатий и разрывов [291].
Средняя кривизна, m^{-1}	Полусумма кривизн двух нормальных взаимно перпендикулярных сечений в данной точке [499]. H представляет конвергенцию и относительное замедление потоков с равными весами.

Таблица 1.1 – Продолжение

Характеристика, единица измерения	Определение и интерпретация
Разностная кривизна, m^{-1}	Полуразность горизонтальной и вертикальной кривизн [438]. E указывает, какой из двух аккумуляционных механизмов (конвергенция или замедление потоков) более активен в данной точке поверхности.
Аккумуляционная кривизна, m^{-2}	Произведение горизонтальной и вертикальной кривизн [438]. Ka – мера степени аккумуляции потоков.
Несферичность, m^{-1}	Полуразность максимальной и минимальной кривизн [438]. $M = 0$ на сфере. M показывает, насколько форма элемента земной поверхности отклоняется от сферической.
Кольцевая кривизна, m^{-2}	Произведение горизонтальной и вертикальной избыточных кривизн [438]. $K_r = 0$ для радиально симметричных элементов рельефа с вертикальной осью симметрии.
Избыточная горизонтальная кривизна, m^{-1}	Разница горизонтальной и минимальной кривизн [438]. k_{he} показывает, насколько k_h больше k_{min} в данной точке.
Избыточная вертикальная кривизна, m^{-1}	Разница вертикальной и минимальной кривизн [438]. k_{ve} показывает, насколько k_v больше k_{min} в данной точке.
Минимальная кривизна, m^{-1}	Кривизна нормального сечения с минимальным значением кривизны из всех нормальных сечений в данной точке [291]. $k_{min} > 0$ определяет холмы, $k_{min} < 0$ – долины.
Максимальная кривизна, m^{-1}	Кривизна нормального сечения с максимальным значением кривизны из всех нормальных сечений в данной точке [291]. $k_{max} > 0$ определяет приводораздельные области, $k_{max} < 0$ – депрессии.
Нелокальные морфометрические характеристики	
Водосборная площадь, m^2	Площадь замкнутой фигуры CA , сформированной отрезком горизонтали b и двумя линиями тока l_1 и l_2 , приходящими на концы этого отрезка с вышележащих участков (рис. 1.2д) [452]. CA определяет интенсивность потока. Применяется также удельная водосборная площадь (SCA) – отношение CA к длине отрезка горизонтали b (единица измерения m^2m^{-1} или m).

Таблица 1.1 – Окончание

Характеристика, единица измерения	Определение и интерпретация
Дисперсивная площадь, м ²	Площадь замкнутой фигуры DA , сформированной отрезком горизонтали и b двумя линиями тока l_1 и l_2 , уходящими с концов этого отрезка вниз по склону (рис. 1.2д) [452]. Применяется также удельная дисперсивная площадь (SDA) – отношение DA к длине отрезка горизонтали b (единица измерения м ² м ⁻¹ или м).
Комбинированные морфометрические характеристики	
Топографический индекс	Логарифм отношения водосборной площади к тангенсу крутизны. TI является мерой потенциальной аккумуляции потоков [191]. Чем выше водосборная площадь и чем меньше крутизна склонов, тем выше TI . Другими словами, чем больше объем воды, приходящей в данную точку с вышележащих участков и чем ниже скорость этих потоков, тем больше аккумулируется влаги.
Индекс мощности потоков	Логарифм произведения водосборной площади и тангенса крутизны. SI используется для описания потенциальной эрозионной силы потоков [389]. Чем выше водосборная площадь и крутизна склонов, тем выше SI . Другими словами, чем больше объем воды, приходящей в данную точку с вышележащих участков и чем выше скорость этих потоков, тем выше риск эрозии.

Примечания

1 Применительно к морфометрическим характеристикам, термины «локальная» и «нелокальная» используются безотносительно к масштабу исследования или разрешению ЦМР. Эти термины связаны с математическим смыслом того или иного параметра. К локальным относят характеристики рельефа, описывающие геометрию поверхности в малой окрестности данной точки. К нелокальным относят параметры рельефа, характеризующие относительное положение данной точки на поверхности (см. подробности в тексте).

2 В определениях и интерпретациях ряда морфометрических параметров традиционно используются такие термины и понятия как «линия тока», «водосбор», «поток» и т.п. Во избежание недоразумений подчеркнем, что морфометрические параметры описывают поверхность в поле гравитации, вне зависимости от генезиса поверхности и от наличия или отсутствия на ней воды или других жидких веществ.

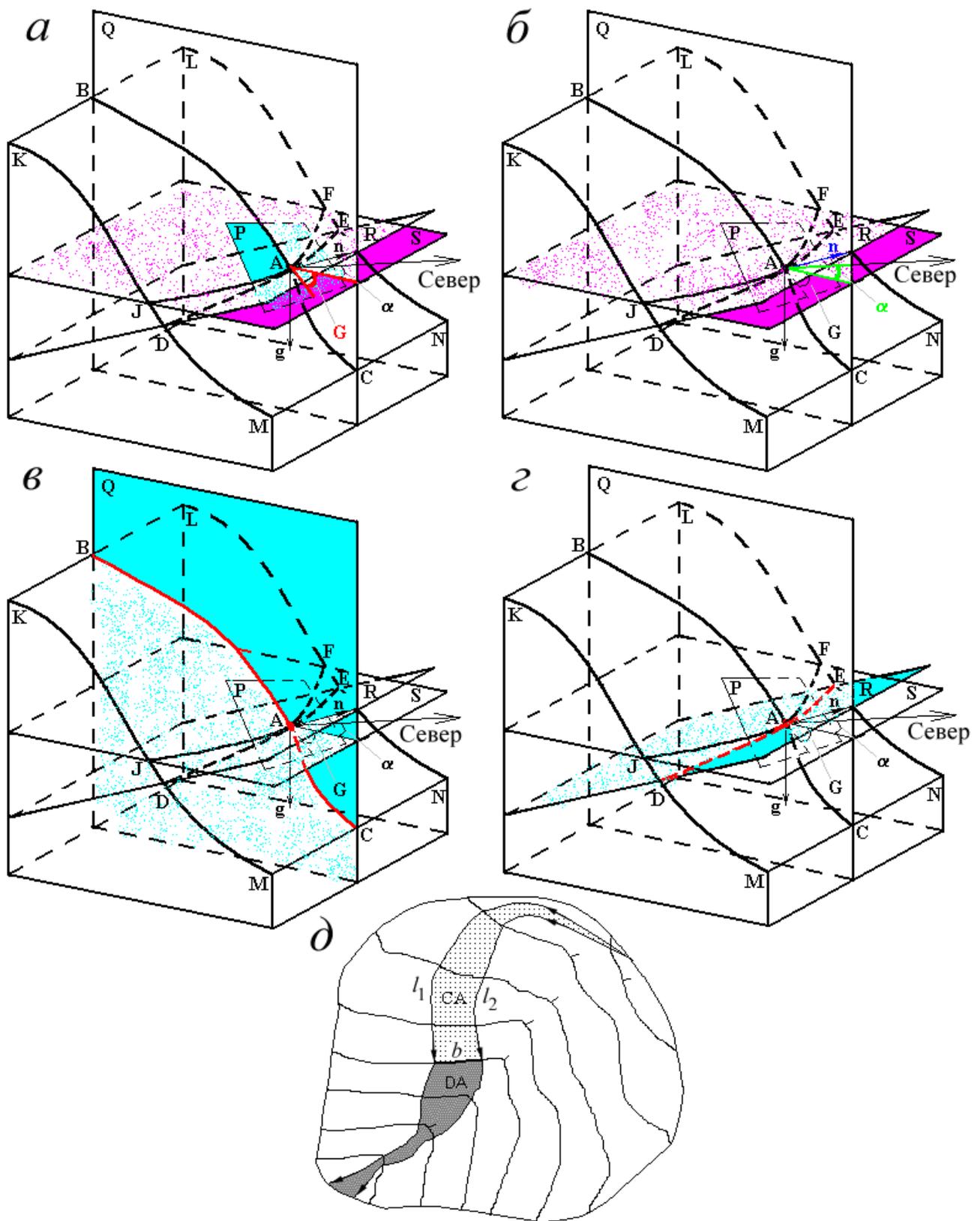


Рисунок 1.2 – Иллюстрация определений некоторых морфометрических характеристик: *A* – крутизна, *б* – экспозиция, *в* – вертикальная кривизна, *г* – горизонтальная кривизна, *д* – водосборная и дисперсивная площадь. См. объяснения в табл. 1.1

$$G = \operatorname{arctg} \sqrt{p^2 + q^2}, \quad (1.2)$$

$$A = \operatorname{arctg} \left(\frac{q}{p} \right), \quad (1.3)$$

$$k_h = - \frac{q^2 r - 2 p q s + p^2 t}{(p^2 + q^2) \sqrt{1 + p^2 + q^2}}, \quad (1.4)$$

$$k_v = - \frac{p^2 r + 2 p q s + q^2 t}{(p^2 + q^2) \sqrt{(1 + p^2 + q^2)^3}}, \quad (1.5)$$

$$K = k_{\min} k_{\max} = \frac{rt - s^2}{(1 + p^2 + q^2)^2}, \quad (1.6)$$

$$H = \frac{1}{2} (k_{\min} + k_{\max}) = \frac{1}{2} (k_h + k_v) = - \frac{(1 + q^2) r - 2 p q s + (1 + p^2) t}{2 \sqrt{(1 + p^2 + q^2)^3}}, \quad (1.7)$$

$$E = \frac{1}{2} (k_v - k_h) = \frac{(q^2 r - 2 p q s + p^2 t)(1 + p^2 + q^2) - (p^2 r + 2 p q s + q^2 t)}{2(p^2 + q^2) \sqrt{(1 + p^2 + q^2)^3}}, \quad (1.8)$$

$$K_a = k_h k_v = \frac{(q^2 r - 2 p q s + p^2 t)(p^2 r + 2 p q s + q^2 t)}{[(p^2 + q^2)(1 + p^2 + q^2)]^2}, \quad (1.9)$$

$$M = \frac{1}{2} (k_{\max} - k_{\min}) = \sqrt{H^2 - K}, \quad (1.10)$$

$$K_r = k_{he} k_{ve} = M^2 - E^2 = \left[\frac{(p^2 - q^2) s - p q (r - t)}{(p^2 + q^2) \sqrt{(1 + p^2 + q^2)}} \right]^2, \quad (1.11)$$

$$k_{he} = k_h - k_{\min} = M - E, \quad (1.12)$$

$$k_{ve} = k_v - k_{\min} = M + E, \quad (1.13)$$

$$k_{\min} = H - M, \quad (1.14)$$

$$k_{\max} = H + M, \quad (1.15)$$

$$R = \frac{1 - p \cos \theta / \tan \psi - q \sin \theta / \tan \psi}{\sqrt{1 + p^2 + q^2} \sqrt{1 + (\cos \theta / \tan \psi)^2 + (\sin \theta / \tan \psi)^2}}, \quad (1.16)$$

где θ и ψ – азимут и высота Солнца, соответственно (Ламбертова модель) [318].

Примеры расчета локальных характеристик рельефа приведены на рис. 1.3–1.5.

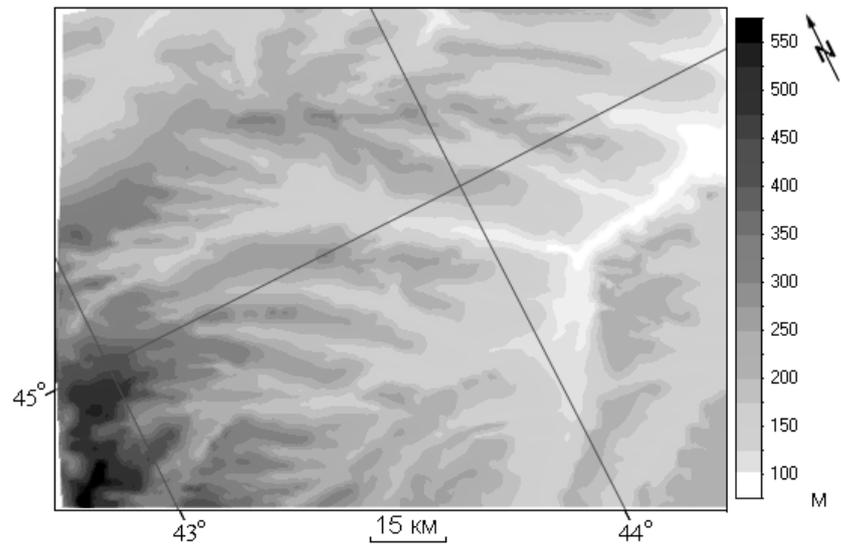


Рисунок 1.3 – Междуречье Кумы и Калауса в районе г. Буденновск, высоты [150].

См. описание ЦМВ в п. 2.1.3.1

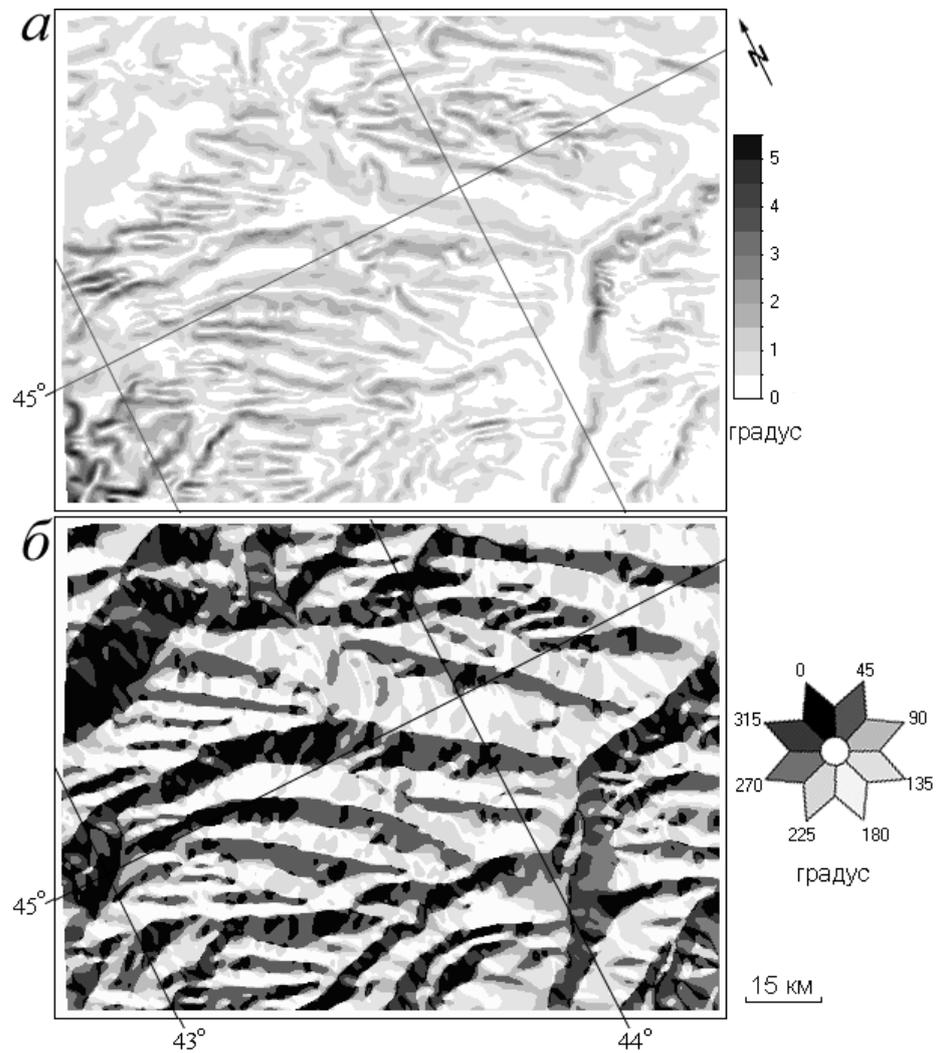


Рисунок 1.4 – Междуречье Кумы и Калауса (рис. 1.3): *а* – крутизна, *б* – экспозиция.

См. подробности расчетов в п. 2.1.3.1

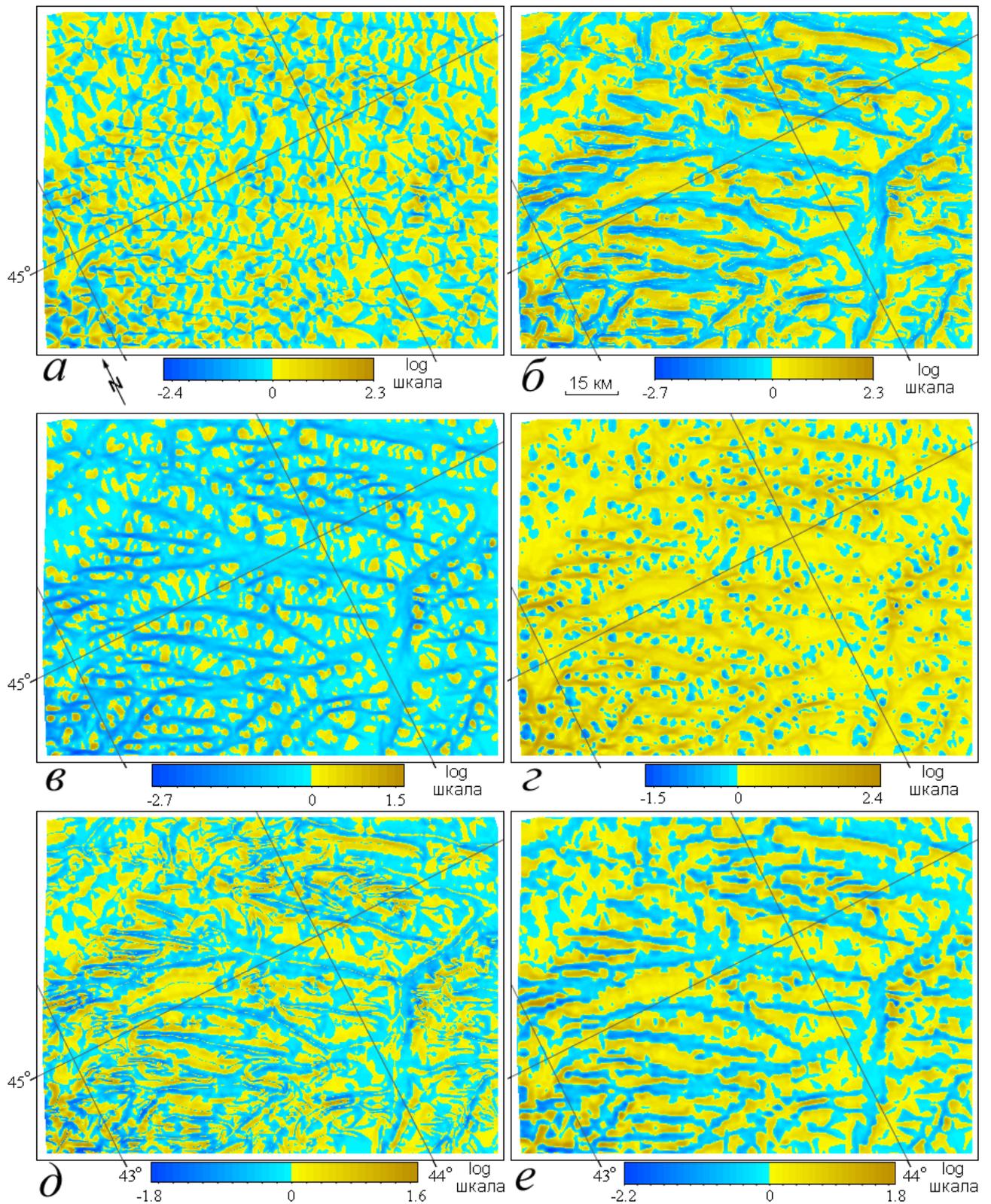


Рисунок 1.5 – Междуречье Кумы и Калауса (рис. 1.3) [150]:

а – горизонтальная кривизна, *б* – вертикальная кривизна, *в* – минимальная кривизна, *г* – максимальная кривизна, *д* – разностная кривизна, *е* – средняя кривизна.

См. подробности расчетов в п. 2.1.3.1

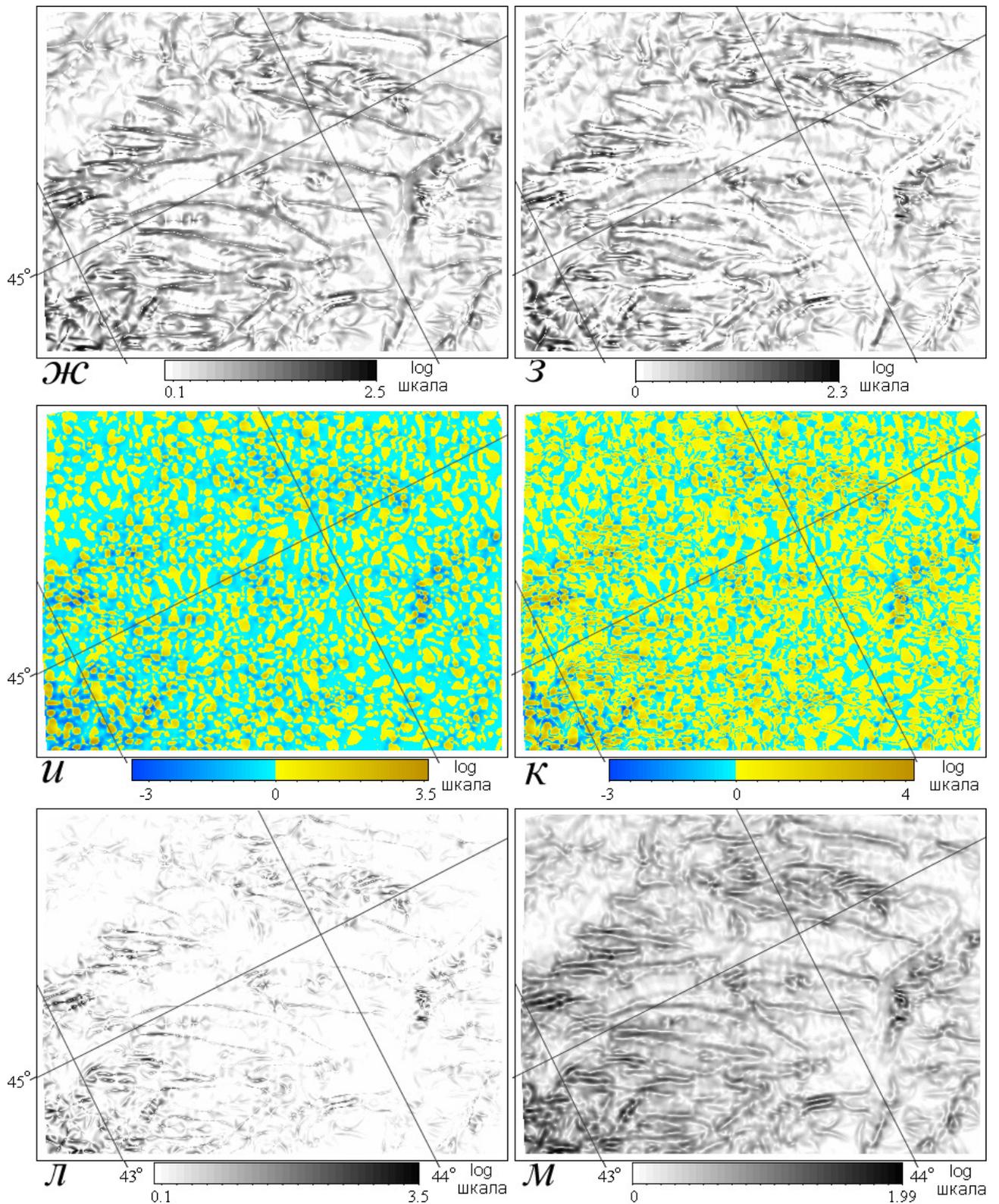


Рисунок 1.5 – Окончание:

ж – избыточная горизонтальная кривизна, *з* – избыточная вертикальная кривизна, *и* – Гауссова кривизна, *к* – аккумуляционная кривизна, *л* – кольцевая кривизна, *м* – несферичность

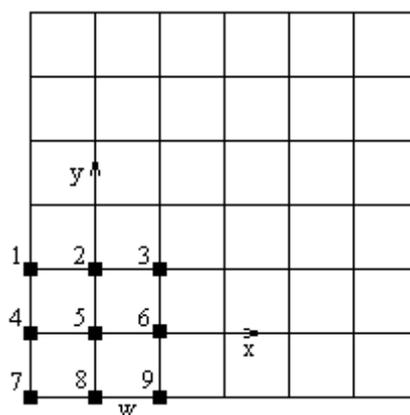


Рисунок 1.6 – Девятиточечный шаблон (скользящее окно), применяемое при расчете локальных морфометрических характеристик по методу Эванса; w – шаг сетки

1.1.4.2 Метод Эванса

Локальные морфометрические характеристики являются функциями частных производных высоты (формулы 1.2–1.16). Наиболее распространены три метода вычисления r , t , s , p и q , разработанные Й.С.Эвансом (I.S. Evans) [253], Л.У.Зевенбергенем и К.Р.Торном (L.W.Zevenbergen и C.R.Thorne) [502], и П.А.Шарым [438]. Методы основаны на аппроксимации частных производных высоты конечными разностями на девятиточечном шаблоне [106]. Метод Эванса является наиболее точным из этих методов [268, 432].

Метод Эванса заключается в следующем. Полином второго порядка

$$z = \frac{rx^2}{2} + \frac{ty^2}{2} + sxy + px + qy + u \quad (1.17)$$

методом наименьших квадратов приближается к девятиточечному скользящему окну (рис. 1.6), для точек которого $(-w, w, z_1)$, $(0, w, z_2)$, (w, w, z_3) , $(-w, 0, z_4)$, $(0, 0, z_5)$, $(w, 0, z_6)$, $(-w, -w, z_7)$, $(0, -w, z_8)$ и $(w, -w, z_9)$ известны декартовы координаты и высоты поверхности. Значения коэффициентов полинома (1.17) в точке $(0, 0, z_5)$ определяются по следующим формулам:

$$r = \frac{z_1 + z_3 + z_4 + z_6 + z_7 + z_9 - 2(z_2 + z_5 + z_8)}{3w^2}, \quad (1.18)$$

$$t = \frac{z_1 + z_2 + z_3 + z_7 + z_8 + z_9 - 2(z_4 + z_5 + z_6)}{3w^2}, \quad (1.19)$$

$$s = \frac{z_3 + z_7 - z_1 - z_9}{4w^2}, \quad (1.20)$$

$$p = \frac{z_3 + z_6 + z_9 - z_1 - z_4 - z_7}{6w}, \quad (1.21)$$

$$q = \frac{z_1 + z_2 + z_3 - z_7 - z_8 - z_9}{6w}. \quad (1.22)$$

Перемещая скользящее окно 3×3 по ЦМВ, заданной на квадратной сетке, можно рассчитать значения r , t , s , p и q и, соответственно, значения локальных характеристик рельефа для всех точек ЦМВ, кроме крайних строк и столбцов.

Полином (1.17), приближаясь к значениям высот в точках шаблона, строго через них не проходит. Это ведет к некоторому сглаживанию функции z в пределах шаблона, то есть к локальной фильтрации высокочастотного шума, который всегда присутствует в любой ЦМВ. Такая фильтрация может обеспечить более корректный расчет производных, которые чувствительны к высокочастотной составляющей сигнала. Еще одним достоинством метода Эванса является избыточность измерений: для оценки шести коэффициентов полинома (1.17) используется девять значений z , что повышает точность этой оценки.

Метод Эванса используется в разд. 1.2.

1.1.5 Нелокальные морфометрические характеристики

Нелокальными морфометрическими характеристиками называют величины, описывающие относительное положение данной точки на поверхности [452]. Расчет этих параметров возможен при анализе территории, границы которой могут быть существенно удалены от данной точки поверхности (например, всего вышележащего фрагмента водосборного бассейна). К нелокальным морфометрическим характеристикам относятся водосборная площадь (CA), дисперсивная площадь (DA), горизонтальная расчлененность и др.

Определения и интерпретации некоторых нелокальных характеристик рельефа даны в табл. 1.1, а примеры расчета приведены на рис. 1.7.

1.1.5.1 Метод Мартца – де Янга

В отличие от локальных характеристик рельефа, определение которых основано на принципах дифференциальной геометрии, для расчета водосборной и дисперсивной площадей используются логические процедуры. Разработано несколько методов расчета CA и DA по регулярным ЦМВ, которые можно разделить на две группы. К первой группе относятся методы, в которых для моделирования потока из данной точки вдоль поверхности используется только одно из 8-ми возможных направлений, разделенных 45° [334, 372 и др.] (рис. 1.8а, б). Ко второй группе относятся методы, в которых предусматривается разделение потока [289, 414 и др.] (рис. 1.8в). Сравнительный анализ методов дан в статье [424].

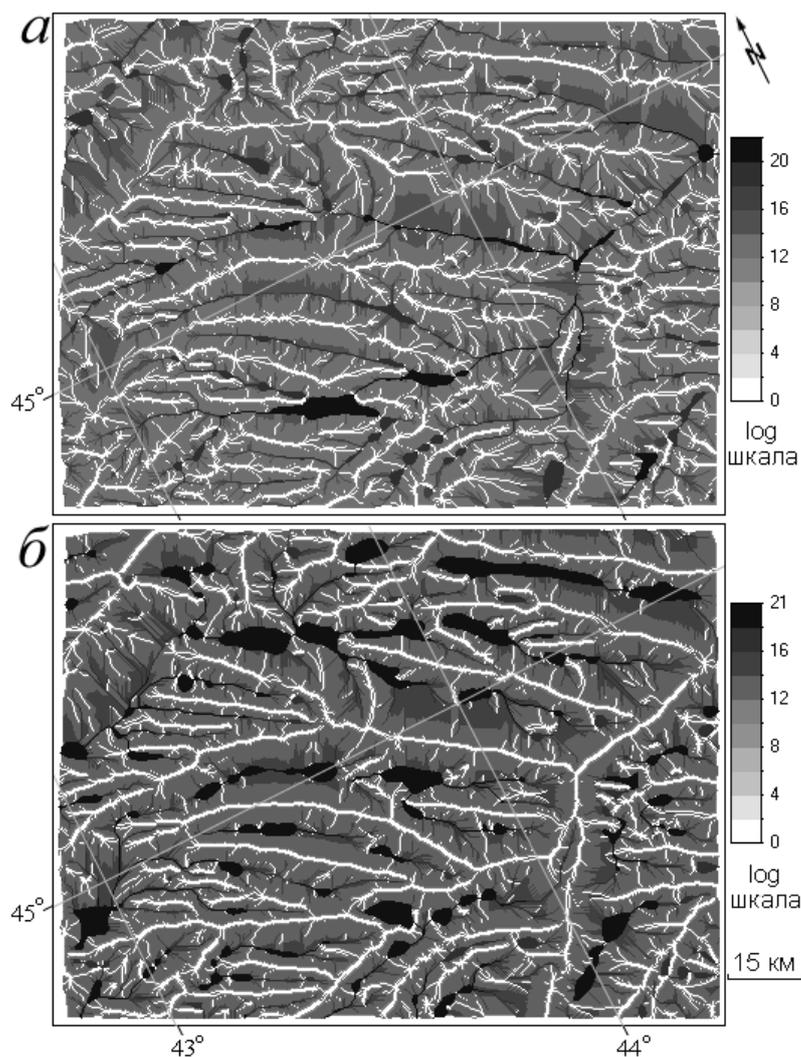


Рисунок 1.7 – Междуречье Кумы и Калауса (рис. 1.3): *а* – водосборная площадь, *б* – дисперсионная площадь. Расчет проведен методом Мартца – де Янга

Одним из первых и достаточно популярным является метод, который разработали Л.В.Мартц и Э. де Янг (L.W.Martz и E. de Jong) [372]. Метод включает два основных этапа.

На первом этапе по ЦМВ определяется «минимальная водосборная площадь» (*CA-min*) – площадь участка, дренируемого через данную точку поверхности, при условии, что линии тока, приходящие в замкнутые депрессии, из этих депрессий выйти не могут (водосборная площадь участка, расположенного ниже депрессии, не учитывает водосборной площади участка, расположенного выше депрессии).

На втором этапе определяется «максимальная водосборная площадь» (*CA-max*) – площадь участка, дренируемого через данную точку земной поверхности, при условии, что все замкнутые депрессии «засыпаны».

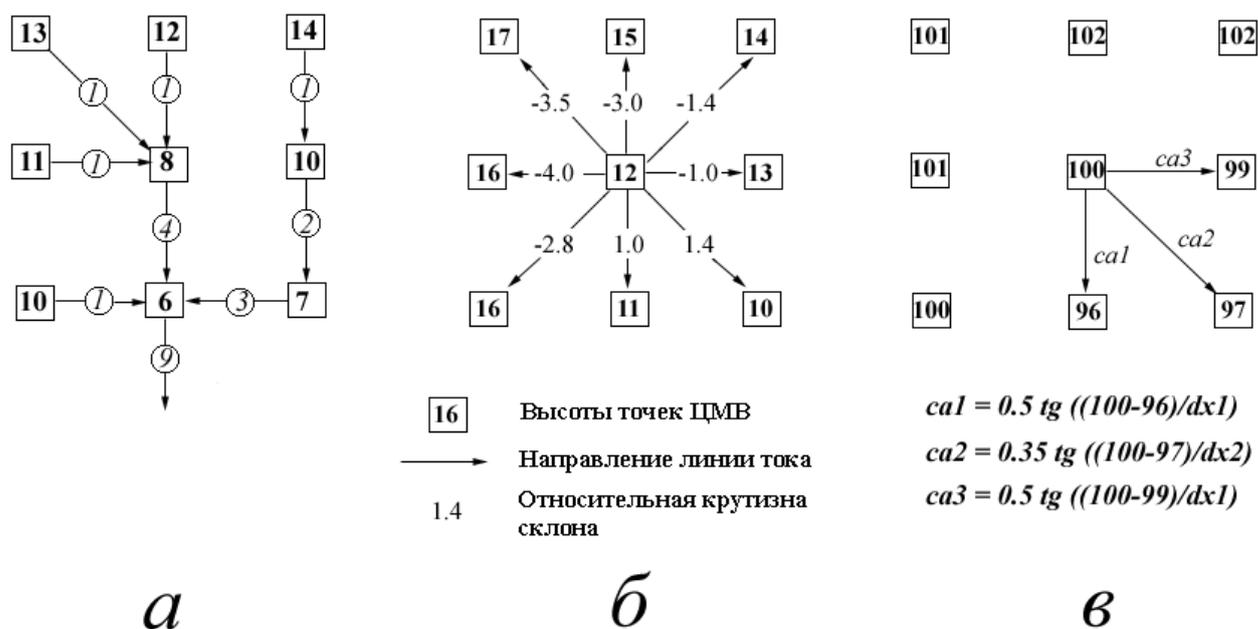


Рисунок 1.8 – Принципы расчета нелокальных морфометрических характеристик: *а* – определение водосборной площади по методу Мартца – де Янга [372]: курсив – число точек, формирующих поток; *б* – оценка крутизны для точки по методу Мартца – де Янга [372]: линия тока пройдет от центральной точки к точке в нижнем правом углу; *в* – разделение потока [414]: *ca1*, *ca2*, *ca3* – веса, используемые для разделения; *dx1*, *dx2* – длина линий тока

Проведение линий тока

Линия тока проводится из каждой точки ЦМВ к соседней точке с меньшей высотой по направлению с максимальным уклоном до тех пор, пока не будет достигнута краевая или тупиковая точка ЦМВ (рис. 1.8*а*).

Под краевыми точками понимаются точки ЦМВ, расположенные по периметру изучаемой территории, для которой имеются данные о высотах. Они лежат на внешних строках и столбцах ЦМВ или рядом с точками ЦМВ, для которых значение высоты не известно. Под тупиковыми точками понимаются такие точки ЦМВ, из которых не может быть проведена линия тока, так как для них не могут быть найдены соседние точки с меньшими отметками высот (случай замкнутой депрессии).

Отметим, что в глобальных виртуально замкнутых ЦМВ (разд. 4.3) внешние строки и столбцы отсутствуют. В этом случае, вариант метода Мартца – де Янга, адаптированный автором диссертации к сетке сфероидических трапеций (разд. 2.2), работает по описанной здесь схеме, за исключением этапов, связанных с учетом границ ЦМВ.

Для проведения линии тока определяется относительная величина уклона от данной точки к ее восьми соседям (рис. 1.8*б*). При этом принимается, что уклон к точкам с меньшей

высотой положителен, а к точкам с большей высотой – отрицателен. Линия тока проводится к соседней точке, связанной с максимальным положительным уклоном. Если найдены несколько равных максимальных положительных уклонов, то выбирается направление, найденное первым.

Проведение линии тока прекращается, если достигается тупиковая или краевая точки. После этого иницируется новая линия тока в следующей точке ЦМВ. Прекращение линии тока в краевой точке определяется условием, что уклон к точке ЦМВ без данных о высоте больше, чем к другим соседним точкам.

Определение $CA-min$

Каждый раз, когда линия тока достигает очередной точки ЦМВ, соответствующий элемент в цифровой модели (матрице) $CA-min$ увеличивается на 1, за исключением случая достижения тупиковой точки. Если линия тока приходит в тупиковую точку, ее водосборная площадь уменьшается на 1. Таким образом ведется подсчет числа линий тока, приходящих в каждую точку ЦМВ. При этом, для тупиковых точек счет ведется в отрицательных числах, а для остальных точек – в положительных. Для точек ЦМВ с неизвестными значениями высот $CA-min$ не определяется. В выходной файл записываются абсолютные значения $CA-min$.

Определение замкнутых депрессий и плоских участков

По отрицательному знаку $CA-min$ определяется тупиковая точка. На нее помещается окно с исходными размерами 10×10 точек, которое затем сканируется. Так как окно может выходить за пределы ЦМВ, проводится проверка, чтобы в дальнейшем анализе принимали участие точки, лежащие в пределах ЦМВ. При достижении тупиковой точки, проверяются все соседние точки, и помечаются те из них, которые обладают тем же или большим значением высоты. Окно сканируется до тех пор, пока не будут помечены все соответствующие точки. В результате в пределах окна выявляются все точки, из которых линии тока могут приходить в тупиковую точку (при условии, что поток может преодолевать плоские участки). Такая группа точек называется тупиковой зоной. Депрессия или плоский участок, ответственный за прерывание линии тока, входит в эту зону.

Определение точек выхода линий тока из депрессий

Начинается определение точки, через которую из тупиковой зоны может выйти линия тока. Окно сканируется для определения всех точек потенциального выхода. Точка потенциального выхода либо находится на крае тупиковой зоны, либо расположена по соседству с другой точкой, которая не принадлежит тупиковой зоне, и к которой существует положи-

тельный уклон. В качестве точки реального выхода выбирается точка потенциального выхода с минимальной высотой. Депрессия – часть тупиковой зоны, которая лежит ниже высоты точки реального выхода.

Если две или более точки потенциального выхода имеют минимальную высоту, выбирается та точка выхода, которая обладает самым крутым уклоном к точкам вне тупиковой зоны. Если несколько точек потенциального выхода имеют одинаковую высоту и уклон, то выбирается первая найденная точка.

Неудачное определение точки выхода из депрессии возможно в двух случаях. Во-первых, ни одна точка потенциального выхода не может быть найдена, если окно полностью расположено в пределах депрессии. Во-вторых, если окно лишь частично охватывает депрессию, одна или несколько точек на периметре окна, помеченные как принадлежащие депрессии, могут иметь меньшую высоту, чем выбранная точка выхода. Наличие таких точек, не помеченных как точки потенциального выхода (так как в пределах окна нет информации об их соседях, расположенных ниже по склону за пределами депрессии), говорит о том, что вне пределов окна может существовать точка выхода с меньшим значением высоты. Для проверки этого случая сканируется периметр окна. Окно может увеличиваться и тупиковая зона определяется заново.

Определение CA-max

После определения тупиковой зоны и точки выхода, начинается определение общей водосборной площади депрессии или плоского участка в пределах тупиковой зоны. Так как в одной депрессии может заканчиваться несколько линий тока, суммируются все отрицательные водосборные площади, связанные с точками данной тупиковой зоны, расположенными ниже высоты точки выхода. Абсолютное значение этой суммы является водосборной площадью депрессии. Затем значения водосборной площади всех точек депрессии или плоского участка заменяются на значение водосборной площади депрессии, а значения высот всех точек депрессии или плоского участка заменяются на значение высоты в точке выхода. Последнее равнозначно «засыпанию» депрессии до уровня точки выхода.

Затем из точки выхода вниз по склону проводится линия тока. Водосборная площадь депрессии прибавляется к водосборным площадям всех точек, пересекаемых линией тока, за исключением тупиковых. Таким образом, в водосборные площади точек, лежащих ниже по склону, вводится поправка, учитывающая влияние стока через депрессию. В случае, если линия тока пересекает точку с отрицательной водосборной площадью (тупиковую точку), водосборная площадь депрессии вычитается из ее водосборной площади. Таким образом, с одной стороны, в водосборные площади тупиковых точек вводится поправка, учитывающая

влияние стока через депрессии, а с другой – сохраняются метки тупиковых точек.

Проведение линий тока через «засыпанные» депрессии

При проведении линии тока из депрессии вниз по склону можно оказаться на плоском участке, возникшем в результате предыдущего «засыпания» другой депрессии. Для проведения линии тока через такой плоский участок выполняются следующие действия. Во-первых, выясняется, что все соседние точки лежат на той же высоте или выше, а водосборные площади этих точек положительны. Данная точка помечается, на нее помещается окно с исходным размером 10×10 точек, которое сканируется. Когда достигается помеченная точка, проверяются все ее соседи, и те из них, которые лежат на той же высоте, также помечаются. Окно сканируется до тех пор, пока все соответствующие точки не будут помечены. В результате в пределах окна выявляются все точки, лежащие на одной высоте с первой помеченной точкой. Затем сканируется периметр окна, чтобы убедиться, что ни одна из помеченных точек не лежит на краю окна, и что окно полностью включает плоский участок. При необходимости окно увеличивается и описанный процесс повторяется.

Текущее значение водосборной площади депрессии прибавляется к значению водосборной площади всех точек выявленного плоского участка. Если какая-либо точка на краю плоского участка является краевой точкой ЦМВ, проведение линии тока прекращается. В противном случае линия тока проводится ниже по склону из точки на краю плоского участка с максимальным положительным уклоном к точкам вне пределов плоского участка. Текущее значение водосборной площади депрессии прибавляется к значению водосборной площади всех точек, через которые проходит линия тока. Проведение линии тока прекращается, когда достигается краевая точка ЦМВ.

В результате в матрицу *CA-min* вносятся изменения, отражающие влияние всех депрессий и плоских участков, лежащих выше по склону. Значения *CA-max* определяются для каждой точки, представленной в ЦМВ.

Дисперсивная площадь (максимальная и минимальная) определяется аналогичным образом, но перед началом обработки ЦМВ следует обратить (например, умножить ЦМВ на -1. В результате водоразделы становятся тальвегами, а тальвеги – водоразделами).

Отметим также, что «засыпание» депрессий может рассматриваться как генерализация ЦМВ и подавление высокочастотного шума (разд. 1.3), так как среди депрессий в ЦМВ присутствуют как реально существующие депрессии, так и артефакты – ошибки составления ЦМВ.

Пример расчета максимальных водосборной и дисперсивной площадей по методу

Мартца – де Янга представлен на рис. 1.7. Метод используется в разд. 3.4 и 4.3.

1.1.6 Структурные линии

На гладкой топографической поверхности можно выделить два семейства кривых: горизонтали и линии скольжения [215]. Горизонталями называют геометрическое место точек пересечения горизонтальной плоскости с топографической поверхностью. Для любой точки линии скольжения направление тангенциального вектора к кривой совпадает с направлением тангенциальной составляющей вектора силы тяжести. Линии скольжения не определяются в особых точках поверхности, к которым относятся локальные максимумы, минимумы, седла, горизонтальные плоские участки и др. Линия скольжения и горизонталь в точке пересечения взаимно перпендикулярны.

Рассматривая эти семейства пространственных кривых, можно выделить геометрическое место точек экстремальной кривизны топографической поверхности. Его можно разделить на две части: 1) геометрическое место точек экстремальной кривизны горизонталей, и 2) геометрическое место точек экстремальной кривизны линий скольжения. Очевидно, что экстремальная кривизна поверхности может иметь различный знак: пусть на выпуклых участках она положительна, а на вогнутых – отрицательна. Геометрические места экстремальной кривизны могут *частично* описывать четыре типа структурных линий рельефа:

- Водоразделы – геометрическое место точек положительной экстремальной кривизны горизонталей;
- Тальвеги – геометрическое место точек отрицательной экстремальной кривизны горизонталей;
- Бровки – геометрическое место точек положительной экстремальной кривизны линий скольжения;
- Подножья – геометрическое место точек отрицательной экстремальной кривизны линий скольжения.

Отметим, что структурные линии рельефа образуются не только геометрическим местом точек экстремальной кривизны, но и особыми точками поверхности.

В то же время, водоразделы и тальвеги можно рассматривать как топологически связанные иерархические древовидные структуры. J.C.Maxwell [373] определил водораздел как линию скольжения, соединяющую последовательность локальных максимумов и седловых точек, а тальвег – как линию скольжения, соединяющую последовательность локальных минимумов и седловых точек. На протяжении столетия эти количественные определения служили основой для ручного выделения водоразделов и тальвегов на топографических картах.

Цифровое моделирование рельефа тесно связано с теорией обработки сигналов [272].

Существует принципиальное различие между топографической поверхностью, свойства которой во многом определяются гравитацией, и функцией яркости изображения. Однако с технической точки зрения, алгоритмы цифрового моделирования рельефа могут использоваться при обработке изображений, и, наоборот, алгоритмы обработки изображений могут применяться для анализа рельефа. Не удивительно, что выделение водоразделов и тальвегов является одной из основных задач в цифровом моделировании рельефа, обработке изображений и машинном зрении. В цифровом моделировании рельефа основное внимание уделяется выявлению тальвегов (в частности, из-за их ключевой роли в гидрологических моделях). В обработке изображений больше внимания уделяется выделению водоразделов.

Двойкий характер структурных линий рельефа привел к возникновению двух принципиально разных групп методов выделения водоразделов и тальвегов. Методы первой группы основаны на принципах дифференциальной геометрии. Возникнув в классической геометрии [234], они используются преимущественно в обработке изображений [310, 348, 364 и др.]. В этих подходах критерии дифференциальной геометрии обычно применяются для определения геометрического места точек экстремальной средней, максимальной и минимальной кривизн, а также экстремальной кривизны горизонталей.

Методы второй группы основаны на логических процедурах обработки данных: проведении линий тока от пиксела к пикселу и вычисления CA (п. 1.1.5.1) с последующим квантованием ее значений. Эти подходы широко используются в цифровом моделировании рельефа [395, 444, 469 и др.].

Методы первой группы локальны, так как оценивают небольшую окрестность данной точки в пределах скользящего окна. Методы второй группы нелокальны, так как проведение линии тока требует анализа достаточно больших участков поверхности.

Пример выделения линий водоразделов и тальвегов посредством двух методов второй группы представлен на рис. 1.9. Карты получены с помощью программы CatchmentSIM 1.29 [428], в которой удаление из ЦМВ плоских участков и мелких депрессий осуществляется по методу, описанному в работе [337], а при проведении линии тока используется метод с разделением потока [355]. Начальные точки тальвегов определяются по пороговому значению CA [337]; мы использовали значение 25 пикселей. В растровой процедуре тальвеги определяются как пиксели с CA , превышающей пороговое значение. В векторной процедуре тальвеги трассируются от их начальных точек, при этом помечаются точки пересечения тальвегов и определяется порядок тальвегов (в данном примере отображены 6 порядков). Сеть водоразделов выделяется аналогично, но обрабатывается обращенная ЦМВ.

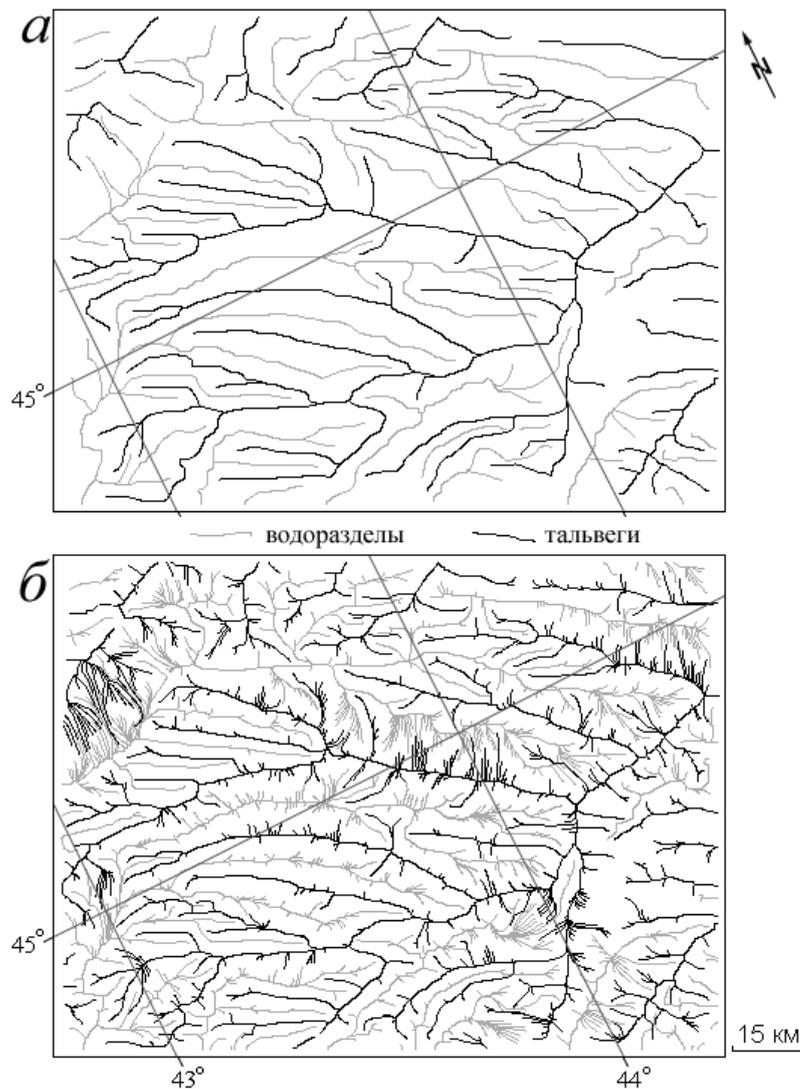


Рисунок 1.9 – Междуречье Кумы и Калауса (рис. 1.3) [277]: водоразделы и тальвеги, выделенные с помощью растровой (а) и векторной (б) процедур (см. подробности расчетов в тексте)

1.1.7 Комбинированные морфометрические характеристики

Комбинированные морфометрические характеристики – это величины, являющиеся комбинациями локальных и нелокальных параметров рельефа. При их расчете учитывается как локальная геометрия рельефа, так и относительное положение точки в ландшафте. К комбинированным морфометрическим характеристикам относятся топографический индекс (TI) и индекс мощности потоков (SI):

$$TI = \ln(CA/\text{tg } G) \quad (1.23)$$

$$SI = \ln(CA \cdot \text{tg } G) \quad (1.24)$$

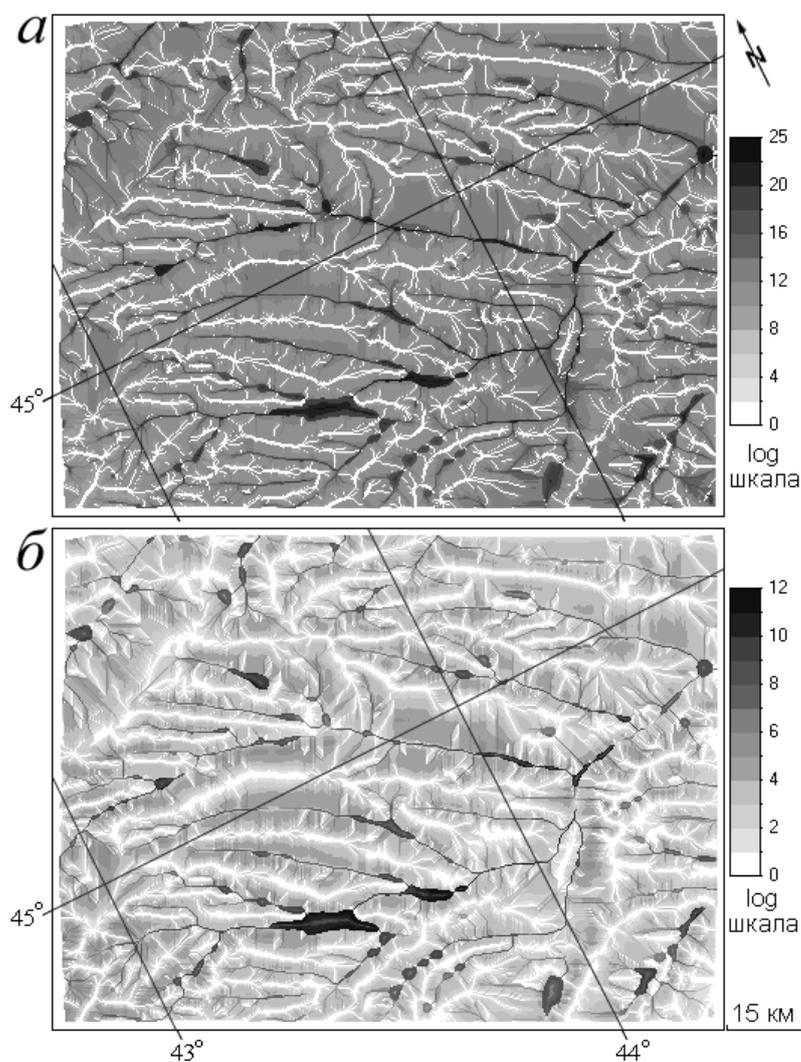


Рисунок 1.10 – Междуречье Кумы и Калауса (рис. 1.3): *a* – *TI*, *б* – *SI*.

Расчет проведен методом Мартца – де Янга (п. 1.1.5.1)

TI является основой для моделирования глубины зеркала грунтовых вод и дефицита насыщения в гидрологической модели TOPMODEL [191, 413] (разд. 3.1).

Интерпретация *TI* и *SI* приведена в табл. 1.1, а примеры расчета – на рис. 1.10.

1.1.8 Концепция зон относительной аккумуляции

В приближении гладкой поверхности, скорость потоков, перемещающихся вдоль поверхности под действием гравитации, пропорциональна синусу крутизны склона. При этом действуют два механизма локальной аккумуляции потоков: относительное замедление и конвергенция [161] (табл. 1.1). Мерой относительного замедления потоков является k_v : потоки ускоряются при $k_v > 0$ и замедляются при $k_v < 0$ [452]. Мерой конвергенции потоков является k_h : потоки дивергируют при $k_h > 0$ и конвергируют при $k_h < 0$ [344].

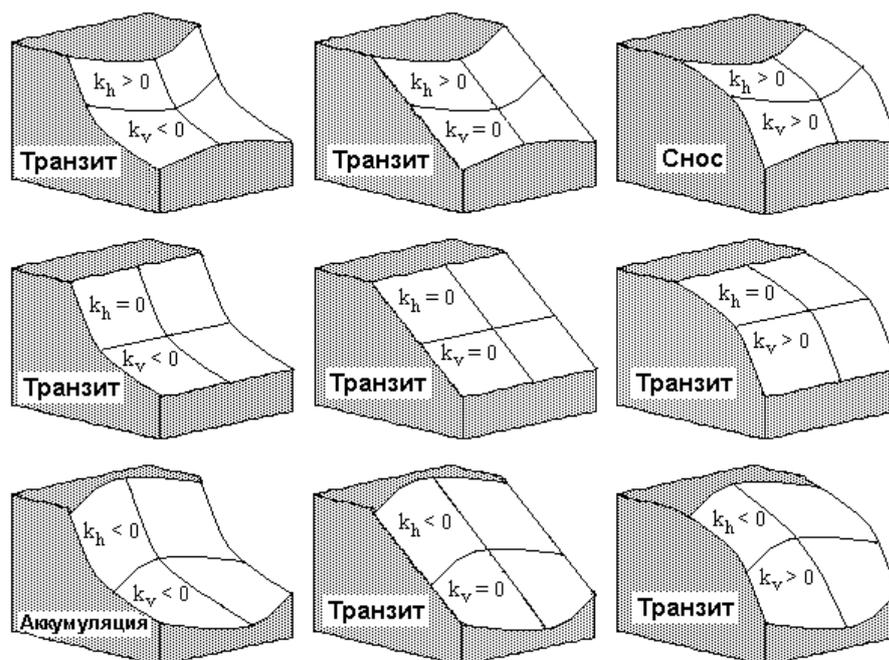


Рисунок 1.11 – Зоны относительной аккумуляции, транзита и сноса [271] в 9-элементной классификации форм рельефа – качественной [39] и количественной [351]

На участках, где обе кривизны – k_v и k_h – имеют отрицательные значения, одновременно происходят замедление и конвергенция потоков. Такие участки называют зонами относительной аккумуляции [164]. Участки, где обе кривизны положительны (одновременное ускорение и дивергенция потоков), называют зонами рассеяния или сноса. Участки местности с другими комбинациями знаков k_v и k_h (отсутствие одновременного действия «однонаправленных» процессов) обобщенно называют зонами транзита. Отметим, что речь идет о зонах *относительной* аккумуляции, а не конечных бессточных депрессиях. Поток может проходить через значительное число зон относительной аккумуляции, пока не достигнет бессточной депрессии.

Согласно известным классификациям элементов рельефа – качественной [39] и количественным [471, 351] – зоны аккумуляции могут быть определены как вогнуто-вогнутые, а зоны рассеяния — как выпукло-выпуклые участки поверхности; остальные 7 типов элементов рельефа будут отнесены к зонам транзита (рис. 1.11).

Для расчета карт зон относительной аккумуляции, транзита и сноса обычно используются цифровые модели k_v и k_h . Пример расчета зон относительной аккумуляции, транзита и сноса приведен на рис. 1.12.

На картах зон относительной аккумуляции отображаются участки местности, где особенности геометрии рельефа обеспечивают локальное накопление мигрирующих в ландшафте веществ – воды (атмосферных осадков, почвенной влаги), растворенных или взвешенных

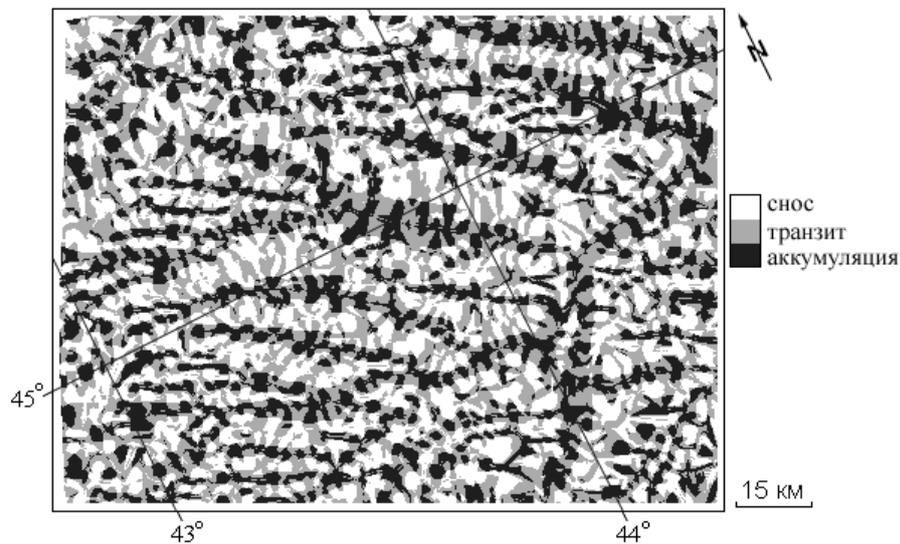


Рисунок 1.12 – Междуречье Кумы и Калауса (рис. 1.3):
зоны относительной аккумуляции, транзита и сноса

в ней веществ (солей, глинистых и органических частиц и пр.) и других жидкостей (нефтепродуктов и т.п.). В этой связи карты зон относительной аккумуляции используются при решении прикладных и фундаментальных задач, среди которых: прогноз оползневой опасности [353, 274, 144], изучение латеральной миграции искусственных радионуклидов [34], крупномасштабные почвенные исследования и моделирование [408, 281, 282, 162], оценка риска вторичного засоления почв агроландшафтов [280], мелкомасштабное почвенное картографирование [279], прогноз деградации и загрязнения почвы вдоль трубопроводов [274, 144], оптимизация поиска россыпных месторождений [274, 144], поиск метеоритного вещества [143] и др. Зоны относительной аккумуляции могут совпадать с узлами пересечения линейных элементов и являться участками, где происходит контакт и взаимодействие поверхностных латеральных потоков вещества с восходящими и нисходящими потоками грунтовых вод и флюидов [271, 141] (разд. 4.2).

Концепция зон относительной аккумуляции используется в разд. 4.2.

1.1.9 Особенности картографирования морфометрических характеристик

Многолетний опыт расчета карт морфометрических характеристик позволяет нам сформулировать три основных правила, которые необходимо соблюдать для получения читаемых и интерпретируемых морфометрических карт:

– При картографировании морфометрических параметров нежелательно использовать метод изолиний. Это связано с очень сложной конфигурацией поверхностей этих характеристик (см., например, иллюстрации в работе [350]). В результате, морфометрические карты,

Таблица 1.2 – Значения n для формулы (1.25) в зависимости от шага сетки w

w (м)	n
< 1	2
1 – 10	3
10 – 100	4
100 – 1000	5
1000 – 5000	6
5000 – 10 000	7
10 000 – 75 000	8
> 75 000	9

выполненные в изолиниях, плохо воспринимаются зрительным анализатором (в отличие от топографических карт). Целесообразно использовать метод послойной окраски, которая позволяет ясно отображать все особенности поверхностей. Все карты морфометрических характеристик в данной работе выполнены автором с использованием послойной окраски.

– Для всех морфометрических характеристик, значения которых могут быть как положительными, так и отрицательными, принципиальным является квантование значений относительно нуля. Это связано, в частности, с тем, что значения разного знака некоторой характеристики могут отражать различную направленность физического процесса, мерой которого является данная характеристика рельефа (табл. 1.1). Например, положительные значения k_h соответствуют областям дивергенции потоков, а отрицательные – их конвергенции.

– Локальные и нелокальные морфометрические параметры обычно характеризуются широким диапазоном значений. При этом, кривизны имеют очень маленькие значения. Чтобы избежать потери информации о пространственном распределении значений морфометрических величин при картографировании, эти значения целесообразно логарифмически трансформировать по следующей формуле [440]:

$$\Theta' = \text{sign}(\Theta) \cdot \ln(1 + 10^{nm} |\Theta|), \quad (1.25)$$

где Θ – значение морфометрической характеристики; $n = 0$ для нелокальных характеристик и $n = 2, \dots, 9$ для локальных характеристик; $m = 2$ для K , K_a и K_r , $m = 1$ для остальных характеристик. Выбор значения n зависит от шага сетки ЦМР; рекомендуемые нами значения приведены в табл. 1.2. Такая форма трансформирования позволяет учитывать, что динамический диапазон некоторых характеристик рельефа включает как положительные, так и отрицательные значения.

В данной работе значительная часть иллюстраций расчета локальных и нелокальных параметров рельефа выполнена с использованием формулы (1.25).

1.2 Ошибки и точность цифрового моделирования рельефа

Изучению различных аспектов точности ЦМР уделяется повышенное внимание с момента возникновения цифрового моделирования рельефа [265]. Во многом, это связано с тем, что ошибки цифровых моделей морфометрических характеристик влияют на точность и объективность результатов исследований и моделирования природных, в том числе – почвенных, процессов с использованием информации о рельефе земной поверхности [237, 473, 250]. Кроме того, некоторые ошибки, возникающие в ЦМР, критичны для геологических приложений цифрового моделирования рельефа, так как приводят к образованию артефактов – ложных элементов рельефа. Среди них выделяются три класса ошибок, причиной которых является:

- Игнорирование следствий теоремы Котельникова (подразд. 1.1.3);
- Явление Гиббса;
- Ошибки дискретизации.

В данном разделе приводится обзор источников ошибок в ЦМВ, описаны некоторые методы оценки точности ЦМВ, рассмотрены причины и проявление трех указанных классов ошибок ЦМР, обсуждаются практические пути борьбы с ними. В конце раздела рассматривается вопрос возможного влияния внутренних свойств операторов локальных морфометрических характеристик на образование в ЦМР линейных артефактов с ортогональной и диагональной ориентацией. Материалы раздела публиковались в статьях автора [269, 272, 273].

1.2.1 Источники ошибок в цифровых моделях высот

Точность ЦМВ зависит от типа рельефа, метода получения ЦМВ, типа сетки и разрешения ЦМВ [326, 360, 324]. W.Rieger [423] предложил следующую классификацию ошибок ЦМВ:

- Низкочастотные систематические ошибки, возникающие, например, из-за ошибок ориентации снимков при стереофотограмметрической обработке. Эти ошибки важны для корректного проведения совместного анализа ЦМВ и ДДЗ [269].
- Среднечастотные систематические и случайные ошибки, связанные, например, с ошибками стереофотограмметрических измерений и интерполяции. Эти ошибки наиболее критичны для использования ЦМВ в почвенных и геологических исследованиях.
- Высокочастотные случайные ошибки (шум), связанные, например, с дефектами снимков и нестабильностью сенсоров.

Точность ЦМВ, составленных с помощью традиционных топографических методов и кинематической GPS-съемки, существенно зависит от систематических инструментальных ошибок и случайных ошибок оператора.

На точность ЦМВ, составленной посредством стереофотограмметрических методов, влияют следующие факторы [11, 3, 324]:

- Случайные и систематические ошибки оператора;
- Систематические и случайные инструментальные ошибки;
- Пространственное разрешение снимков, зависящее преимущественно от характеристик камеры или сенсора;
- Вертикальное разрешение снимков, зависящее преимущественно от отношения базиса съемки к высоте;
- Наличие снежного и растительного покровов, а также облачности;
- Тип рельефа;
- Качество изображения, зависящее от дисторсии камеры или устойчивости сенсора, кривизны Земли, атмосферной рефракции, стабильности борта, обработки изображения, ошибок трансформирования изображения при коррекции геометрической дисторсии и др.

При использовании методов цифровой стереофотограмметрии, ошибочные измерения может составлять от 5 до 20% общего числа измерений высоты, в зависимости от качества снимков [3]. Полностью автоматизированная цифровая фотограмметрическая обработка стереопар (без последующего редактирования), как правило, приводит к получению ЦМВ, которые имеют более низкую точность, по сравнению с ЦМВ, полученными традиционными методами стереофотограмметрии [301]. При этом, качество ЦМВ существенно зависит от метода съемки. Так, аэроснимки могут быть использованы для составления ЦМВ в широком диапазоне масштабов. Данные SPOT можно применять для получения достаточно точных крупномасштабных ЦМВ (например, 1 : 50 000) незалесенных слабохолмистых территорий [431, 198]. Применение стереопар NOAA AVHRR и Landsat MSS может обеспечить вертикальную точность измерений, сопоставимую лишь с точностью карты мира [174].

Точность ЦМВ, полученных путем лазерного сканирования, зависит от характеристик сенсора, сканирующей системы, системы позиционирования и ориентации на борту, скорости и высоты полета, и физических характеристик сканируемой поверхности [323, 483]. Систематические ошибки при лазерном сканировании находятся в диапазоне от 5 см для плоских участков с твердым покрытием до 200 см для участков с травянистым и кустарниковым покровом, а случайные ошибки – в диапазоне от 10 см для выположенных участков до 200 см для холмистой местности [323].

Точность ЦМВ, полученных с помощью радиолокационной интерферометрии, зависит от характеристик радара, типа рельефа и физических характеристик сканируемой поверхности [329, 255]. В частности, больше 15% файлов SRTM2 не содержат данных о высоте для 1% площади покрытия, а больше 5% файлов SRTM2 не содержат данных о высоте для 5%

площади покрытия. Особенно крупные «белые пятна» наблюдаются в горных областях, где геометрические искажения являются следствием, в частности, эффекта наложения и слепых зон. Кроме того, крупные «белые пятна» наблюдаются в песчаных пустынях, где недостаточное отражение сигнала вызывается низкой комплексной диэлектрической постоянной поверхности [248].

Использование полностью автоматизированных методов цифровой стереофотограмметрии, лазерного сканирования и радиолокационной интерферометрии является составлением ЦМВ «вслепую» [358]. Очевидно, что первичная ЦМВ, полученная с помощью этих методов нуждается в скрупулезном редактировании и/или фильтрации, так как описывает не топографическую поверхность, а некую поверхность, состоящую из фрагментов рельефа собственно земной поверхности, строений, растительного покрова и пр.

Ошибки батиметрических ЦМВ, полученных на основе гидролокации, могут быть вызваны инструментальными ошибками гидролокатора и навигационными ошибками [450].

Точность батиметрических ЦМВ, полученных на основе данных спутниковой радиолокационной альтиметрии, зависит от характеристик платформы и радара. Источником ошибок таких ЦМВ является также негладкость поверхности океана из-за волнения, ошибки приливных моделей, океанские течения, задержки сигналов в ионосфере и тропосфере и др. [430]. Однако большая часть ошибок в данном случае связана с ограничениями физико-математических моделей, связывающих гравитационные аномалии с рельефом дна и используемых для преобразования данных альтиметрии в ЦМВ дна. Адекватные результаты могут быть получены для длин волн 20–200 км в пределах участков с относительно тонким осадочным чехлом (до 200 м).

На точность ЦМВ, составленной путем оцифровки горизонталей топографических карт, влияют следующие факторы [213, 154, 352]:

- Точность топографических карт, которая зависит от точности стереофотограмметрических методов (см. выше);
- Случайных ошибок оператора (до 90% от общего числа ошибок ЦМВ);
- Систематических инструментальных ошибок.

Очевидно, что если при составлении ЦМВ используется любой метод интерполяции, то ЦМВ будет содержать систематические и случайные ошибки, вызванные применением интерполятора [434, 109, 480, 59].

1.2.2 Оценка точности цифровых моделей высоты

Чаще всего точность ЦМВ оценивается по критерию средней квадратической ошибки высоты, вычисляемой с помощью сравнения высот в точках ЦМВ и в «эталонных» (репер-

ных) точках [43, 198]. Однако количество реперных точек ограничено. Это может приводить к недо- или переоценке средней квадратической ошибки. Данный подход был усовершенствован W.Rieger [423], который предложил сравнивать две ЦМВ – тестовую и «эталонную». Вместе с тем, предположение о точности «эталонной» ЦМВ совершенно неочевидно.

Обычно средняя квадратическая ошибка ЦМВ приводится как интегральная характеристика точности всей ЦМВ. Однако различные фрагменты ЦМВ имеют различную точность [324, 211, 265]. Для анализа пространственного распределения ошибок ЦМВ применяются различные методы. В частности, А.М.Felicísimo [260] разработал изящный метод, использующий разницу между двумя значениями высоты для каждой точки ЦМВ: первое значение соответствует значению высоты данной точки в модели, а второе – интерполируется по ее четырем соседям. Для этих значений рассчитываются стандартное отклонение и t-критерий Стьюдента. Относительно высокие значения статистик индицируют возможные ошибки. Подробный обзор методов анализа пространственного распределения ошибок в ЦМВ можно найти в статье [211].

Точность расчета морфометрических параметров по ЦМВ обсуждается в разд. 2.3. Вопросы подавления высокочастотного шума (случайных ошибок ЦМВ) рассматриваются в разд. 1.3.

1.2.3 Игнорирование следствий теоремы Котельникова при интерполяции

1.2.3.1 Постановка задачи

Напомним третье следствие теоремы Котельникова (подразд. 1.1.3): «элементы рельефа» с характерными плановыми размерами менее $\tilde{\lambda}_{x,y}$, возникшие при интерполяции ЦМВ, должны рассматриваться как высокочастотный шум, отражающий свойства интерполятора. Часто такой шум возникает в ЦМВ с необоснованно завышенным разрешением, то есть в ЦМВ, полученной при интерполяции с таким шагом сетки, который значительно меньше а) средней плотности точек в исходной нерегулярной ЦМВ, или б) шага сетки в исходной регулярной ЦМВ.

При этом, высокочастотный шум может быть незаметен на картах высот, полученных по ЦМВ с завышенным разрешением. Это связано с тем, что вертикальная выраженность такого шума может быть слишком мала по сравнению с высотой сечения горизонталей. Однако выраженность этих мелких «элементов рельефа» может существенно возрасти при последующей обработке ЦМВ.

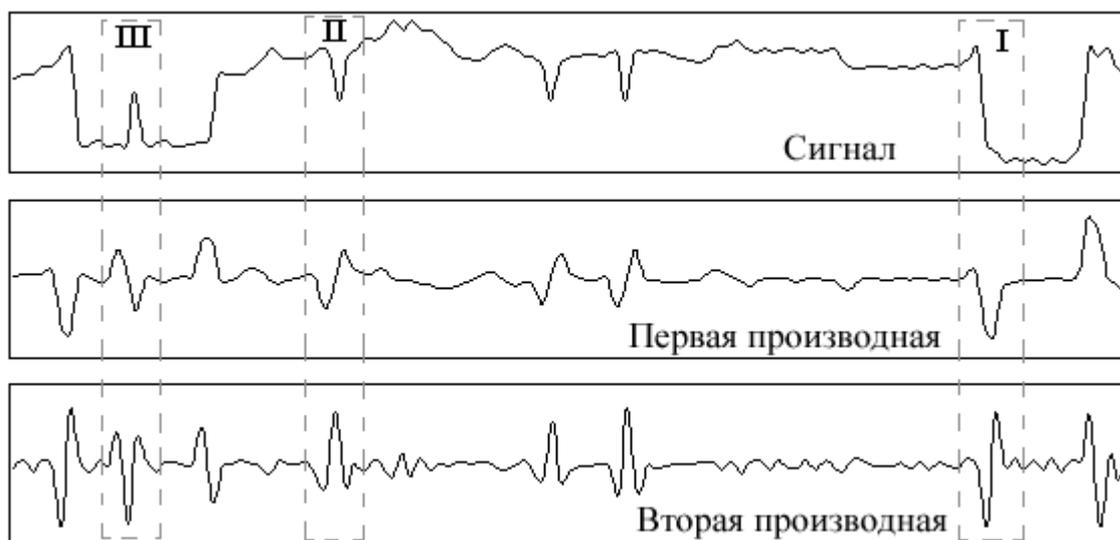


Рисунок 1.13 – Дифференцирование одномерного сигнала:

I – крутой «склон», II – «впадина», III – «пик» [272]. Дифференцирование проведено с помощью программы Microsoft Excel 97 (© 1985–1997, Microsoft Corp.)

В теории обработки сигналов и изображений хорошо известно, что дифференцирование сигнала усиливает проявление шума в производной сигнала [180, 427]. Иными словами, дифференцирование ухудшает отношение «сигнал/шум». В общем случае, шум сильнее проявляется в производной функции, нежели в самой функции, так как шум менее гладок, чем сигнал.

Чем выше порядок производной, тем сильнее проявляется шум. Поясним это для одномерного случая (рис. 1.13). Для крутого «склона» на сигнале первая производная имеет один экстремум («пик» или «впадину»), а вторая производная – два экстремума («пик» и «впадину»). Для «пика» или «впадины» на сигнале первая производная имеет два экстремума («пик» и «впадину»), а вторая производная – три экстремума («пик», окруженный двумя «впадинами», или «впадину», окруженную двумя «пиками»).

Расчет локальных морфометрических характеристик предусматривает дифференцирование функции высоты (п. 1.1.4.1). Так как любая ЦМВ содержит шум (случайные и систематические ошибки), его усиление при дифференцировании типично для цифрового моделирования рельефа [200, 297, 237].

В частности, неоднократно отмечались ошибки в ЦМР, рассчитанных по ЦМВ с завышенным разрешением: «террасы», «следы» горизонталей и треугольные паттерны (см. ниже) [185, 497, 245, 237]. Однако эти авторы объясняли появление указанных артефактов недостатками методов интерполяции, никак не связывая их с необоснованно завышенным разрешением ЦМВ. Более того, иногда на эти артефакты просто не обращается внимание, а полу-

ченные карты с артефактами используются в предметных исследованиях.

Ниже подробно рассматриваются типичные ошибки, возникающие при расчете цифровых моделей локальных морфометрических характеристик из-за игнорирования следствий теоремы Котельникова.

1.2.3.2 Материалы и методы

Для иллюстрации ошибок, вызванных необоснованно завышенным разрешением, использовались две ЦМВ:

- Крымского полуострова и прилегающего морского дна;
- Оврага Северный, г. Пущино.

Составление этих ЦМВ подробно описано в подп. 4.1.4.2.2 и п. 3.2.3.2, соответственно.

Интерполяция нерегулярной ЦМВ Крыма (рис. 1.14а) была проведена методом взвешенного среднего [480] с $w = 500$ м (рис. 1.14б) и $w = 3000$ м. Применение $w = 500$ м приводит к завышенному разрешению, так как это значение меньше среднего расстояния между точками во всех областях нерегулярной ЦМВ. Шаг сетки 3000 м приблизительно соответствует среднему расстоянию между точками в пределах дна Черного и Азовского морей и некоторых участков равнинного Крыма. Фрагмент ЦМВ, описывающий Крымские горы, может быть обработан с меньшими значениями w (например, 1000 м), но перед нами стояла задача использовать такое значение w , которое подошло бы для всех участков ЦМВ. По двум полученным регулярным ЦМВ методом Эванса (п. 1.1.4.2) были рассчитаны цифровые модели G (рис. 1.14в, з) и k_v (рис. 1.14д, е). Карты представлены в проекции Гаусса-Крюгера.

Интерполяция нерегулярной ЦМВ оврага Северный (рис. 1.15а) была проведена посредством триангуляции Делоне и кусочных полиномов второй степени [173] с $w = 0,25$ м и $w = 3$ м (рис. 1.15б). Применение $w = 0,25$ м приводит к завышенному разрешению, так как это значение значительно меньше среднего расстояния между точками нерегулярной ЦМВ. Шаг сетки 3 м приблизительно соответствует среднему расстоянию между точками в нерегулярной ЦМВ (рис. 1.15а). По двум полученным регулярным ЦМВ методом Эванса (п. 1.1.4.2) были рассчитаны цифровые модели G (рис. 1.15в) и k_h (рис. 1.15з).

Чтобы подчеркнуть артефакты на картах k_v и k_h , мы применили квантование значений этих характеристик рельефа на два уровня относительно нуля (рис. 1.14д, е, 1.15з). Обработка ЦМР проведена с помощью программы LandLord (прил. А).

1.2.3.3 Результаты и обсуждение

На картах G и k_v Крыма, полученных по ЦМВ с $w = 500$ м, в пределах морского дна и равнины видны «следы» горизонталей – криволинейные артефакты, по форме и положению

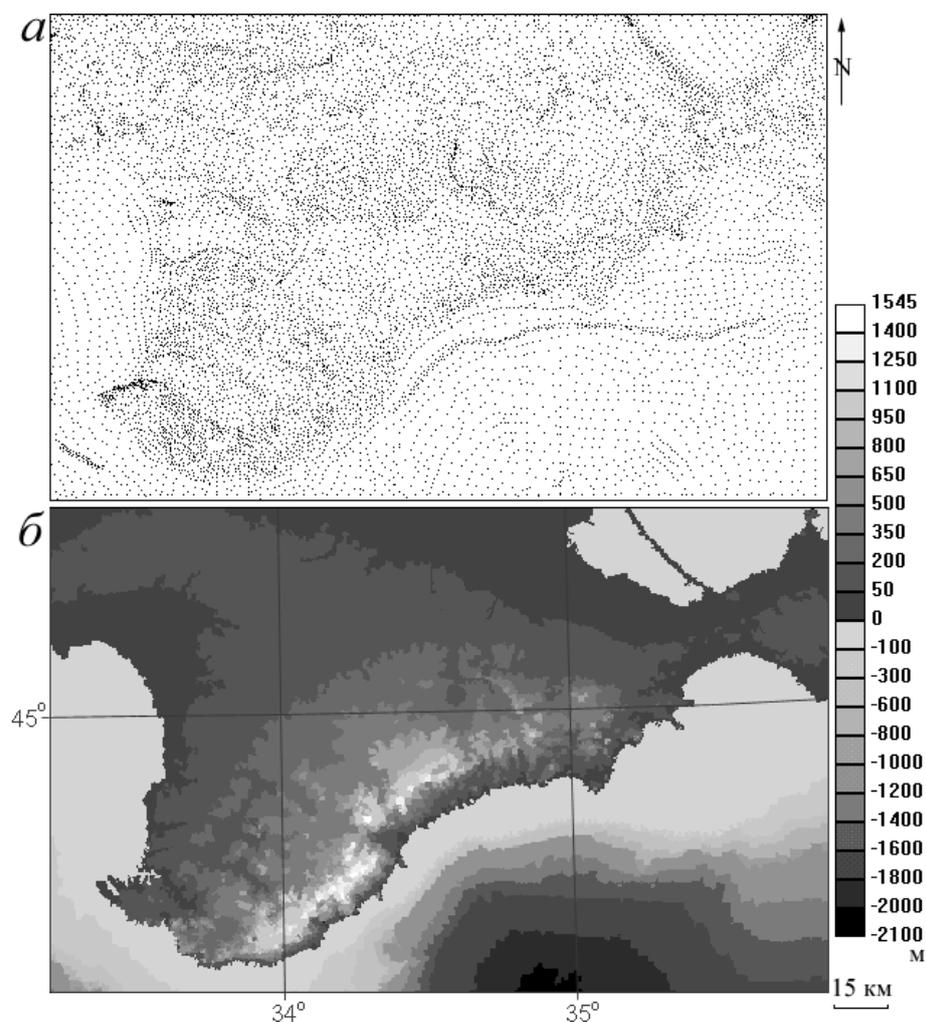


Рисунок 1.14 – Крымский полуостров и прилегающее морское дно [272]:

a – распределение точек в ЦМВ; *б* – высоты, расчет с $w = 500$ м; *в* – крутизна, расчет с $w = 500$ м; *г* – крутизна, расчет с $w = 3000$ м; *д* – вертикальная кривизна, расчет с $w = 500$ м; *е* – вертикальная кривизна, расчет с $w = 3000$ м

соответствующие оцифрованным горизонталям (рис. 1.14*в*, *д*). Очевидно, что использовать эти карты нельзя: они отображают систему артефактов. Вместе с тем, карты G и k_v , полученные по ЦМВ с $w = 3000$ м (рис. 1.14*г*, *е*), могут быть полезны для региональных геоморфологических и геологических работ. Например, карта k_v (рис. 1.14*е*) была успешно применена для выделения линеаментов и их типизации [267] (п. 4.1.4.2).

На картах G и k_h оврага Северный, полученных по ЦМВ с $w = 0,25$ м, видны треугольники – «следы» триангуляции – по вершинам которых можно проследить распределение точек в ЦМВ (рис. 1.15*в*, *г*). Очевидно, что использовать эти карты тоже нельзя. В то же время, данные о G и k_h , полученные по ЦМВ с $w = 3$ м (рис. 1.15*в*, *г*), были успешно применены при исследовании зависимости влажности почвы от рельефа [285] (подразд. 3.2.3).

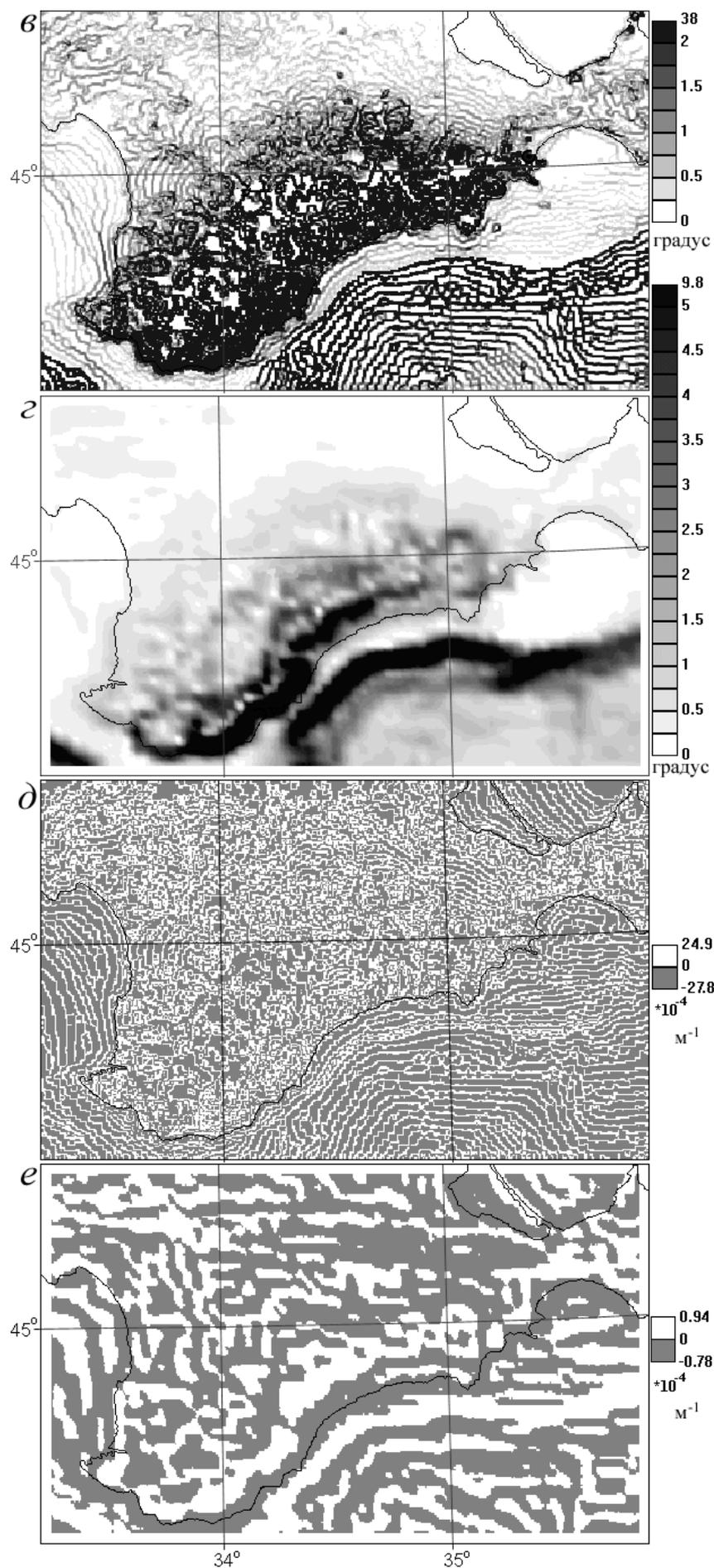


Рисунок 1.14 – Окончание

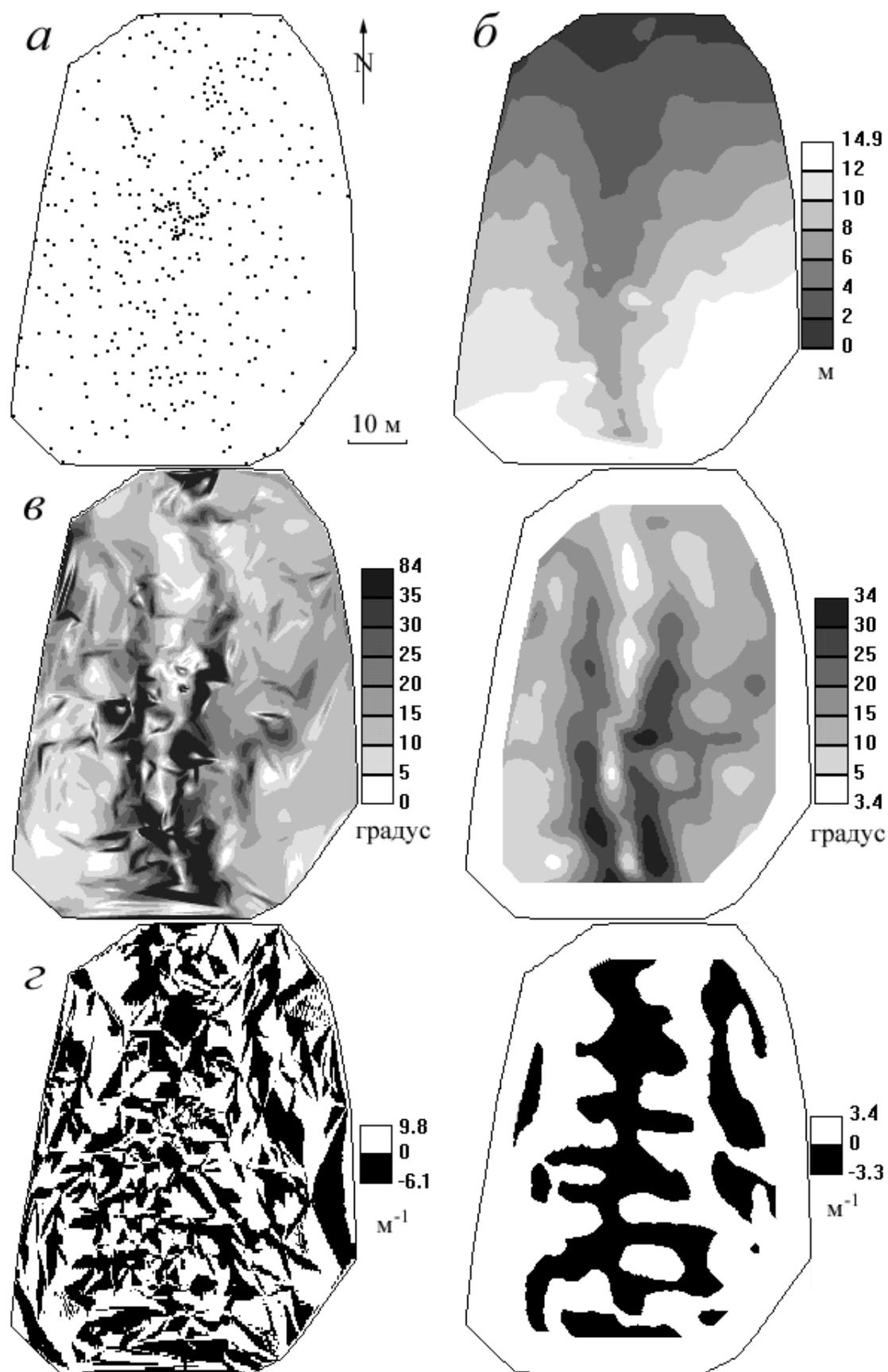


Рисунок 1.15 – Овраг Северный [272]:

a – распределение точек в ЦМВ; *б* – высоты, расчет с $w = 0,25$ м; *в* – крутизна; *г* – горизонтальная кривизна: слева – расчет с $w = 0,25$ м, справа – расчет с $w = 3$ м

«Следы» горизонталей (рис. 1.14в, д) отображают «обрывы» широких плоских артефактов типа «террас». «Обрывы» могут возникать вдоль горизонталей, а «террасы» – между горизонталями в ЦМВ, интерполированных методом взвешенного среднего. Это связано с чувствительностью данного метода к кластерам точек: поиск ближайших соседних точек приводит к нахождению большого количества точек преимущественно вдоль горизонталей [497, 245]. В результате в интерполированной ЦМВ высота некоторой горизонтали приписывается точкам, расположенным приблизительно вдоль этой горизонтали, а среднее значение высот двух соседних горизонталей приписывается точкам, расположенным между этими горизонталями. Ранее было аргументировано, что данный метод не подходит для интерполяции нерегулярных ЦМВ, полученных с помощью оцифровки топографических карт [497, 245]. Однако это несовершенство алгоритма проявляется лишь при неоправданно детальной интерполяции. То есть, данный эффект в действительности связан с отсутствием информации о высоте между горизонталями.

Треугольные артефакты (рис. 1.15в, з), по всей видимости, являются результатом неточности алгоритмов «сшивания» соседних кусочных полиномов вдоль сторон треугольников [173]. Однако это несовершенство интерполятора проявляется лишь при неоправданно детальной интерполяции. Поэтому истинной причиной этих артефактов является отсутствие информации о высоте между узлами триангуляции.

Указанные ошибки интерполяторов приводят к относительно небольшим ошибкам в регулярной ЦМВ с завышенным разрешением (по крайней мере, на картах высоты их невозможно заметить – рис. 1.14б, 1.15б). Поэтому, в некоторых случаях обсуждаемые артефакты можно игнорировать: например, карта высоты, полученная по ЦМВ с завышенным разрешением, может использоваться в иллюстративных целях. Но эти ошибки серьезно усиливаются после вычисления G , k_v и k_h , так как при этом используется дифференцирование (п. 1.1.4.1). По этой же причине аналогичные ошибки возникнут на картах всех других локальных параметров рельефа.

Существует несколько способов, которые позволяют избегать возникновения описанных артефактов. Во-первых, было предложено использовать более сложные и гладкие методы интерполяции для предотвращения формирования «террас» в ЦМВ [245], «следов» горизонталей на картах G , A , k_v и R [185, 497, 237] и треугольных паттернов на картах G и A [237]. Во-вторых, L.Eklundh и U.Mårtensson [245] предложили проводить генерализацию горизонталей, чтобы предотвращать возникновение «террас» в ЦМВ. В-третьих, для снижения уровня высокочастотного шума в обработке сигналов и изображений применяется низкочастотная фильтрация и сглаживание перед дифференцированием [180, 427].

Сходные процедуры фильтрации используются и в цифровом моделировании рельефа (разд. 1.3) для сглаживания высокочастотного шума в ЦМР, рассчитанных по ЦМВ [318], или в ЦМВ перед расчетом ЦМР [200, 297, 237, 492].

Все эти способы могут улучшить результаты интерполяции ЦМВ и скрыть структуру ее нерегулярной сетки. Однако очевидно, что это не может повысить действительное разрешение ЦМВ (а второй способ может ее уменьшить). Совершенно неверно использовать ЦМВ с завышенным разрешением для расчетов других типов ЦМР, так как такое разрешение ЦМР никак не соотносится с элементами рельефа, информация о которых содержится в исходной неинтерполированной ЦМВ. Использование ЦМР за пределами границ ее действительной разрешающей способности по сути означает проведение неких абстрактных исследований геометрии поверхности интерполированных значений $z = f(x, y)$, а не геометрии рельефа земной поверхности.

Здравый смысл подсказывает, что существует лишь одно правильное решение данной проблемы. Пусть пространственное разрешение нерегулярной ЦМВ соответствует $\tilde{\lambda}_{x,y}$ (подразд. 1.1.3). Если интерполируемая ЦМВ будет затем использоваться для расчетов других типов ЦМР, то при интерполяции необходимо применять w , соответствующий, по крайней мере, $\tilde{\lambda}_{x,y}$.

На практике, значение такого w должно соответствовать среднему расстоянию между точками в нерегулярной ЦМВ. Другие значения w , выбираемые из предметных соображений (разд. 3.2, подразд. 4.1.3) [267, 285], должны быть больше этого минимального w . В этом случае можно избежать ошибок, связанных с игнорированием следствий теоремы Котельникова, что и демонстрируют наши примеры (рис. 1.14г, е, 1.15в, з).

1.2.4 Явление Гиббса при интерполяции

1.2.4.1 Постановка задачи

Явлением Гиббса называют особое поведение некоторых функций, заключающееся в возникновении своего рода «всплесков» на графиках этих функций в окрестностях точек разрыва [314, 335]. Явление Гиббса характерно для рядов Фурье, ортогональных полиномов, сплайнов, вейвлетов и некоторых других функций. Оно возникает при решении многих задач, предусматривающих обработку сигналов и изображений [427].

Для одномерного случая простейшей математической иллюстрацией явления Гиббса является аппроксимация прямоугольной функции (рис. 1.16а)

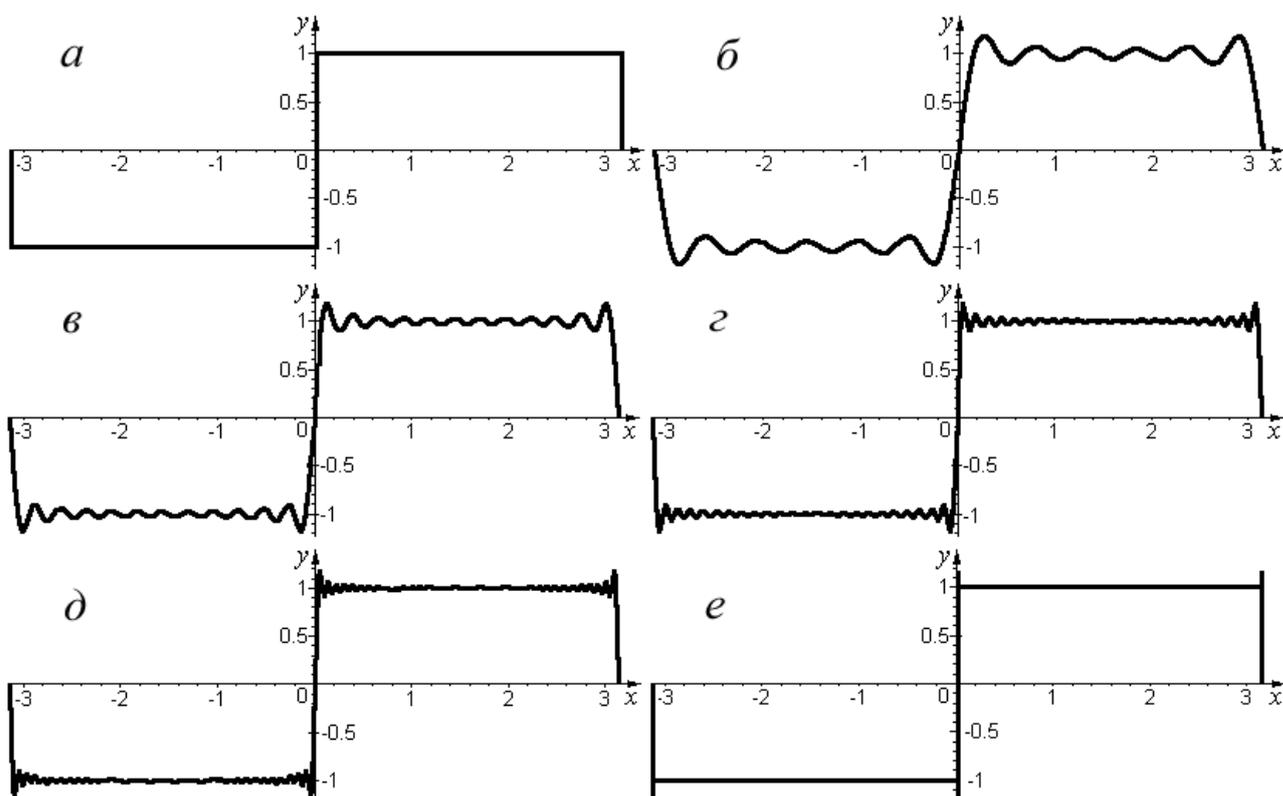


Рисунок 1.16 – Аппроксимация прямоугольной функции тригонометрическим полиномом [272]: *a* – прямоугольная функция; частичные суммы: $k = 6$ (*б*), $k = 12$ (*в*), $k = 24$ (*г*), $k = 36$ (*д*), $k \rightarrow \infty$ (*e*). Аппроксимация проведена с помощью программы Maple V Release 5.0 (© Waterloo Maple Inc., 1981–1997)

$$F(x) = \begin{cases} 1, & 0 < x < \pi \\ 0, & x = 0, \pm \pi \\ -1, & -\pi < x < 0 \end{cases} \quad (1.26)$$

тригонометрическим полиномом вида

$$f_{2k-1}(x) = \frac{4}{\pi} \sum_{k=1}^{\infty} \frac{\sin(2k-1)x}{2k-1} = \frac{4}{\pi} \left(\sin x + \frac{\sin 3x}{3} + \dots + \frac{\sin(2k-1)x}{2k-1} \right). \quad (1.27)$$

Полином (1.27) монотонно сходится к прямоугольной функции (1.26), за исключением точек $x = 0, \pm\pi$, которые являются точками разрыва $F(x)$. Это означает, что при увеличении k , графики частичных сумм $f_{2k-1}(x)$ сколь угодно близко приближаются к линии $F(x) = \pm 1$, за исключением окрестности точек $x = 0, \pm\pi$ (рис. 1.16б–д). Этот дефект сходимости проявляется в виде двух всплесков (горб вверх и впадина вниз) вокруг точек $x = 0, \pm\pi$. Существенно, что при увеличении k , вертикальный размер такого всплеска не увеличивается (рис. 1.16б–д). Он равен 17,9% половины скачка функции (или 8,95% скачка). При $k \rightarrow \infty$, окончательное

геометрическое изображение кривых $f_{2k-1}(x)$ представляет собой ломаную линию с удлиненными вертикальными отрезками размером 8,95% скачка функции (рис. 1.16e). Увеличивая k , можно уменьшить лишь горизонтальное проявление явления Гиббса (рис. 1.16) [136, Т. 3, с. 490–497].

При явлении Гиббса размер всплеска зависит от величины разрыва и типа функции. Для классического случая (ряды Фурье) размер всплеска равен 8,95% скачка функции [335]. Г.М.Фихтенгольц [136] установил, что явление Гиббса характерно для любой кусочно-гладкой функции, например, сплайнов; размер всплесков при этом составляет 8,95% размера скачка для сплайна порядка $k \rightarrow \infty$. F.V.Richards [422] показал, что размер всплесков увеличивается при уменьшении порядка сплайна. Например, он равен 9,49% и 13,39% размера скачка функции для $k = 8$ и $k = 2$, соответственно.

Так как сплайны и другие аппроксимирующие функции широко используются для интерполяции ЦМВ [480], знание свойств явления Гиббса существенно для обеспечения корректного моделирования рельефа, в частности, для выбора такого метода интерполяции, который мог бы уменьшить или исключить всплески. На практике, любая ЦМВ включает много областей разрыва функции высоты, где при интерполяции может возникать явление Гиббса. Эти области характеризуются резким изменением высоты (крутыми склонами). К ним относятся террасы, обрывы, пики, пропасти, ущелья и т.п. Области разрыва высоты могут также возникать вблизи выраженных систематических и случайных ошибок составления ЦМВ, например, вблизи линейно вытянутых зон перепада высоты при некорректной стыковки фрагментов ЦМВ, соответствующих соседним ортофотоснимкам [324] или вблизи точки с ошибочной высотой 100 м в пределах территории со средними высотами 10 м.

Например, вблизи крутого обрыва с относительной высотой 50 м после интерполяции могут возникнуть следующие два артефакта: «вал» вдоль бровки обрыва и «ров» вдоль подножья обрыва. В данном случае, если интерполяция проведена с использованием сплайнов высокого порядка, относительная высота «вала» и относительная глубина «рова» может составлять около 4,5 м (8,95% от 50 м). Замкнутые «валы» и «рвы» могут возникать вокруг изолированных депрессий и пиков, соответственно.

Интерполяция ЦМВ широко используется на протяжении почти 50-ти лет, поэтому исследователи неоднократно обращали внимание на всплески, возникающие в интерполированных ЦМВ вблизи крутых склонов, и пытались разрешить эту проблему (п. 1.2.4.3) [175, 376, 385]. Однако эти авторы не рассматривали данные всплески как следствие явления Гиббса. Между тем очевидно, что для эффективной борьбы с проблемой необходимо ясно понимать ее природу.

Ниже рассматривается явление Гиббса и способы его предотвращения в контексте

цифрового моделирования рельефа.

1.2.4.2 Материалы и методы

Использовалась регулярная ЦМВ абстрактного участка 7×7 м, включающая 64 точки. В пределах участка есть две области разрыва функции высоты: а) обрыв с перепадом высот 26 м при расстоянии в плане от бровки до подножия 1 м; и б) ошибочная отметка -100 м в зоне со средней высотой -4 м (рис. 1.17а).

На основе этой ЦМВ были построены две регулярные ЦМВ с шагом сетки 0,03 м с помощью двух интерполяционных методов: 1) триангуляции Делоне и линейной интерполяции [480] (рис. 1.17б), и 2) триангуляции Делоне и кусочных полиномов второй степени [173] (рис. 1.17в). Для линейной интерполяции использовалась программа Surfer 6.04 (© 1993–1996, Golden Software Inc.), а для гладкой интерполяции и последующей визуализации – программа LandLord (прил. А).

Через области разрыва функции были построены профили А–А и В–В (рис. 1.17б, в).

1.2.4.3 Результаты и обсуждение

На карте высоты, полученной посредством триангуляции Делоне и кусочных полиномов второй степени, видны три следа явления Гиббса («холмы»), расположенные вокруг ошибочной отметки высоты (рис. 1.17б). За исключением небольшой «ямки», на этой карте нет следов явления Гиббса вдоль обрыва, что связано со слишком большой высотой сечения горизонталей. В то же время, на карте высоты, полученной с помощью триангуляции Делоне и линейной интерполяции, следы явления Гиббса отсутствуют (рис. 1.17б).

Профиль А–А без следов явления Гиббса, представленный на рис. 1.17в, соответствует ЦМВ, полученной посредством линейной интерполяции. В то же время, следы явления Гиббса присутствуют на профиле А–А, который соответствует ЦМВ, полученной с помощью гладкой интерполяции (рис. 1.17в). Эти следы – всплески слева и справа от области разрыва (рис. 1.17в) – индицируют два артефакта, которые возникли из-за явления Гиббса: «вал» вдоль бровки обрыва и «ров» вдоль его подножья.

Профиль В–В без следов явления Гиббса, представленный на рис. 1.17г, соответствует ЦМВ, полученной посредством линейной интерполяции. В то же время, два следа явления Гиббса присутствуют на профиле В–В, который соответствует ЦМВ, полученной с помощью гладкой интерполяции (рис. 1.17г). Эти всплески являются частью «вала» вокруг «впадины», связанной с ошибочной высотой -100 м.

Результаты (рис. 1.17) показывают, что явление Гиббса может возникать при гладкой интерполяции, но не возникает при линейной.

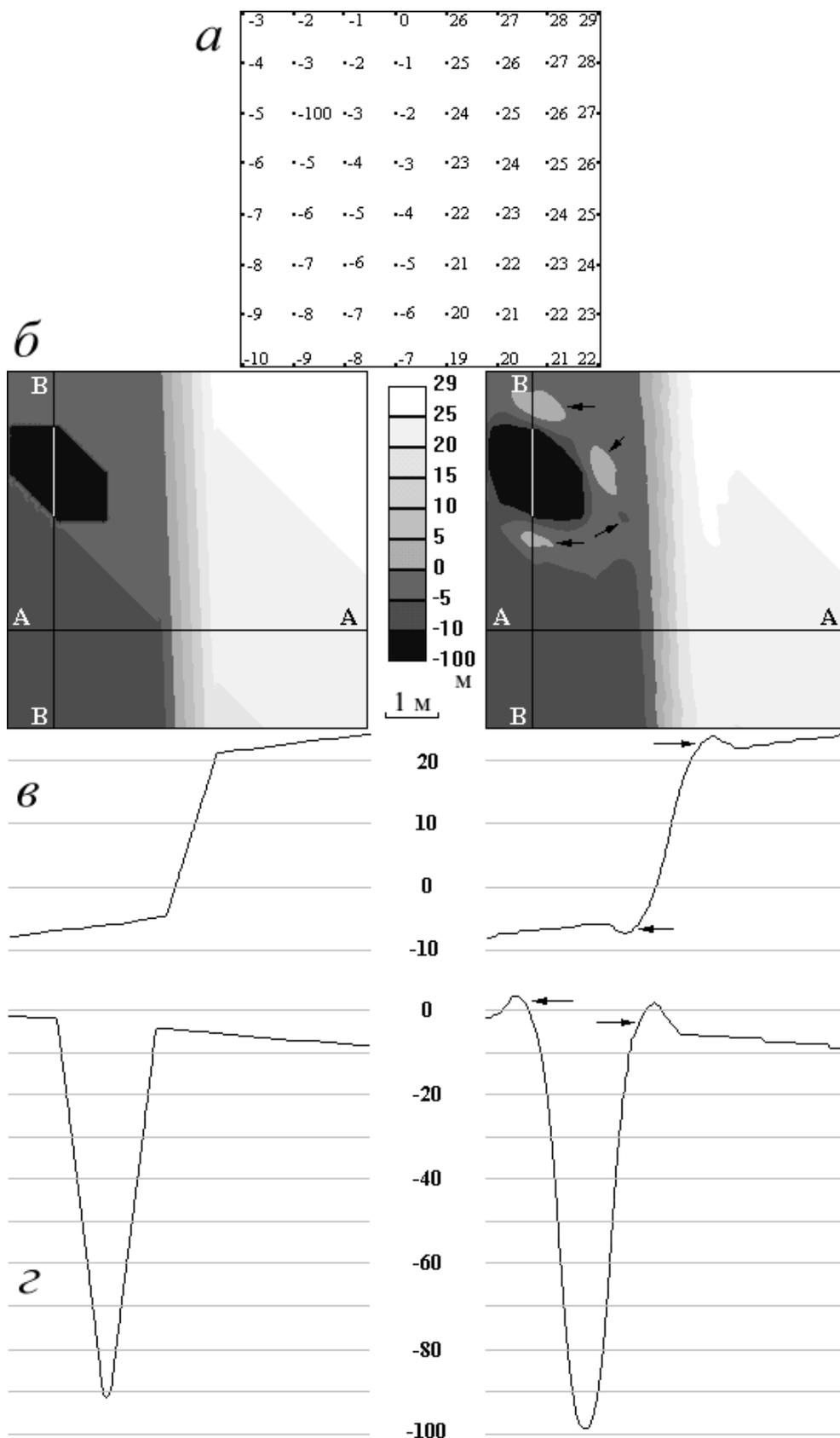


Рисунок 1.17 – Явление Гиббса при интерполяции ЦМВ [272]:

a – распределение точек в ЦМВ; *б* – высоты, А–А и В–В трансекты через области разрыва; *в* – профиль А–А; *г* – профиль В–В. Слева – линейная интерполяция, справа – интерполяция кусочными полиномами второй степени. Явление Гиббса показано стрелками

Очевидно, что ошибки ЦМВ, вызванные явлением Гиббса, при расчетах морфометрических параметров не исчезают, а передаются во все «вторичные» ЦМР и вызывают в них новые ошибки. Так, дифференцирование при расчетах локальных морфометрических характеристик усиливает выраженность ошибок в ЦМВ (подразд. 1.2.3). При расчете водосборной площади и комбинированных морфометрических параметров (подразд. 1.1.5, 1.1.7) ошибки будут возникать в каждой точке, расположенной ниже по склону от всплеска (при расчете дисперсивной площади ошибки возникнут выше по склону). Так как ошибочные значения высоты оказывают влияние на определение направление линий тока [475], явление Гиббса изменит рисунок карт структурных линий рельефа (подразд. 1.1.6).

Существует 4 основных способа избежать или уменьшить ошибки ЦМВ, вызванные явлением Гиббса:

- 1) Уменьшить область разрыва до интерполяции ЦМВ.
- 2) Использовать интерполяторы, которые не вызывают явление Гиббса.
- 3) Удалять всплески после интерполяции ЦМВ.
- 4) Фильтровать ошибки, вызванные явлением Гиббса.

Первый способ можно реализовать путем более детального описания высот в области разрыва: сгустив в этом месте сеть точек в нерегулярной ЦМВ до ее интерполяции. Например, нерегулярная ЦМВ включает обрыв, описанный двумя группами точек вдоль его бровки и подножья. Для уменьшения области разрыва целесообразно добавить, по крайней мере, одну группу точек вдоль середины обрыва. Такой способ сгущения сети может уменьшить или даже исключить всплески, так как величина скачка уменьшена, а интерполяционная функция проходит через (или приближается к) дополнительным точкам. Так как сгущение сети проводится до интерполяции, оно никак не влияет на геометрию или плотность регулярной сетки интерполированной ЦМВ. «Недостатком» этого подхода является необходимость тщательного контроля составления нерегулярной ЦМВ, включая выбор адекватного расположения точек сетки.

Второй вариант может быть реализован при использовании линейной интерполяции, как было показано выше. Однако эти методы могут приводить к ошибкам дискретизации в регулярных ЦМВ (например, вызывать крупный растр), если нерегулярная ЦМВ построена по слишком редкой сетке. Чтобы избежать этих эффектов, широко используются методы гладкой интерполяции, но они продуцируют ошибки, вызванные явлением Гиббса. Чтобы решить эту проблему, можно использовать интерполяционные схемы, основанные на напряженных сплайнах [385]. Это методы разработаны специально для защиты интерполируемой ЦМВ от всплесков вблизи областей разрыва. Недостатком этих методов является необходимость выбора параметров напряжения, удовлетворяющих всем областям разрыва данной

ЦМВ. В целом, эта задача решается интерактивно.

Третий подход может быть реализован с помощью интерактивного редактирования ЦМВ [484]. Его минусом является необходимость исключительно тщательного контроля регулярной ЦМВ, полученной при интерполяции. Оператор должен искать всплески вблизи крутых склонов террас, обрывов, пиков, впадин и пр. Для корректного поиска оператор должен хорошо знать реальный рельеф территории. Отметим, что явление Гиббса может быть полезно на этом этапе редактирования ЦМВ, так как оно, возникая вокруг ярко выраженных случайных и систематических ошибок и подчеркивая их, будет указывать оператору на местоположение таких ошибок.

Четвертый подход может быть реализован с использованием различных специальных процедур фильтрации, таких как усреднение Фейера и локальное усреднение Ланкзоса [335]. В этом случае, явление Гиббса может быть устранено или уменьшено, так как эти фильтры сглаживают края областей разрыва. Однако чтобы применить эти фильтры, нужно знать местоположение областей разрыва.

Все четыре способа устранения или уменьшения ошибок ЦМВ, вызванных явлением Гиббса, достаточно сложны и трудоемки (исключая линейную интерполяцию). Выбор способа зависит от квалификации оператора и доступного программного инструментария.

1.2.5 Ошибки дискретизации при сдвиге сетки

1.2.5.1 Постановка задачи

Дискретизация сигнала или изображения и их восстановление по набору отсчетов являются стандартными процедурами обработки цифровых сигналов и изображений [427]. Очевидно, что при использовании различного положения решетки дискретизации относительно исходного сигнала или изображения, можно получить несколько отличающиеся наборы отсчетов. Соответственно, для различных положений решетки дискретизации будут получены немного отличающиеся восстановленные сигналы. Как правило, эти мелкие ошибки дискретизации проявляют себя как высокочастотный шум, и в большинстве случаев их можно игнорировать. Однако их выраженность может возрастать во вторичных продуктах, полученных по восстановленным сигналам или изображениям с использованием дифференцирования (подразд. 1.2.3) [42].

Дискретизация двумерной функции высоты земной поверхности – ключевая операция цифрового моделирования рельефа [366, 367, 456] (подразд. 1.1.2, 1.1.3). Хорошо известно, что геометрия сетки ЦМВ влияет на рисунок карт морфометрических параметров [369, 213, 491]. Очевидно, что при смещениях (в общем случае – при поворотах) сетки точек, в которых измеряются или вычисляются значения высот при составлении или интерполяции ЦМВ, для

одного участка будут получены несколько различающиеся ЦМВ [68]. Подразумевается, что геометрия нерегулярной сетки или w регулярной сетки точек при смещениях или поворотах остаются неизменными – меняется только ориентация сетки относительно осей координат. Такие ЦМВ могут достаточно адекватно описывать рельеф этого участка, незначительно отличаясь в деталях. Более того, иногда смещение сетки может повысить точность ЦМВ: Т.А. Endreny et al. [249] показали, что поворот ЦМВ, полученной по данным SPOT, может уменьшить ее среднюю квадратическую ошибку.

Возникает вопрос: насколько будут отличаться цифровые модели морфометрической характеристики, рассчитанные по ЦМВ после смещения сетки? Иными словами, как влияет смещение сетки точек, в которых измеряются (или вычисляются при интерполяции) значения высоты, на результаты расчета других характеристик рельефа? Известно, например, что поворот сетки точек ЦМВ при измерениях объемов может приводить к расхождению в результатах до 13% [111]. Вместе с тем, неизвестна устойчивость выявления выраженных в рельефе линейных элементов [267] (разд. 4.1) к смещению сетки.

Рассмотрим, как влияет смещение регулярной сетки точек, в которых интерполируются значения высот, на изменение рисунка карт k_h и k_v .

1.2.5.2 Материалы и методы

Использовалась нерегулярная ЦМВ междуречья Кумы и Калауса (Ставропольский край) (рис. 1.18), составленная путем оцифровки горизонталей топографической карты [127]. Размер участка составляет 172×143 км. Нерегулярная ЦМВ включает 4459 точек. С помощью интерполяции нерегулярной ЦМВ с использованием триангуляции Делоне и кусочных полиномов второй степени [173], были получены три регулярные ЦМВ с $w = 2500$ м. Поворот осей координат регулярных ЦМВ относительно осей координат нерегулярной ЦМВ составляет 0° , 25° и 90° (рис. 1.19).

Для каждой из трех полученных регулярных ЦМВ были рассчитаны цифровые модели k_h и k_v по методу Эванса (п. 1.1.4.2) и построены карты этих величин (рис. 1.20). При этом, значения k_h и k_v были квантованы на два уровня – больше и меньше нуля: именно в таком виде карты k_h и k_v используются для выявления линейных элементов [138, 139, 267] (разд. 4.1). Карты представлены в видоизмененной поликонической проекции. Цифровое моделирование рельефа проведено с помощью программы LandLord (прил. А).

По выборке из 3600 точек было проведено попарное сравнение полученных ЦМР. Для статистического анализа использовалась программа Statgraphics Plus 3.0 (© Statistical Graphics Corp., 1994–1997).

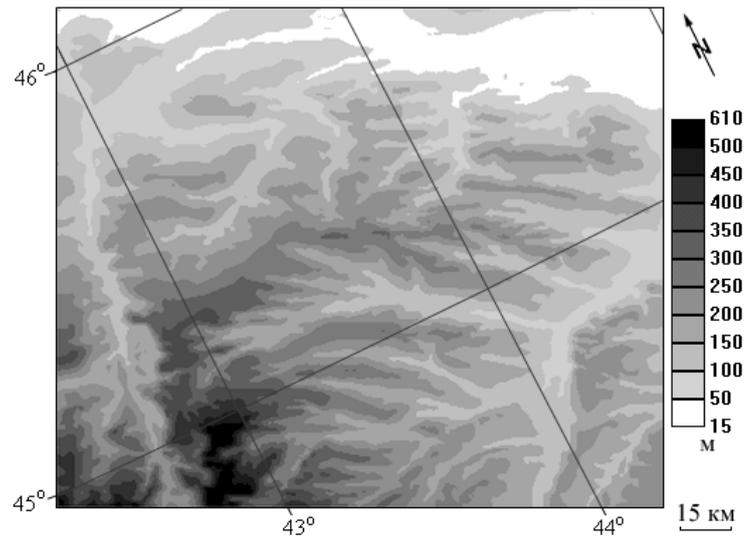


Рисунок 1.18 – Междуречье Кумы и Калауса: высоты [272]

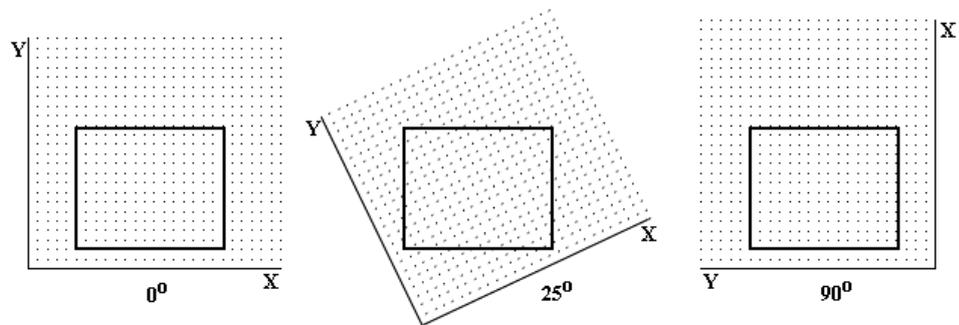


Рисунок 1.19 – Поворот регулярной сетки ЦМВ. Рамка – границы нерегулярной ЦМВ

1.2.5.3 Результаты и обсуждение

Карты k_h и k_v , рассчитанные по регулярным ЦМВ при повороте решетки на 0° , 25° и 90° , несколько отличаются друг от друга (рис. 1.20). Можно заметить следующие изменения рисунка карт: происходит разрыв или слияние некоторых паттернов, меняется ширина и длина некоторых паттернов. Большая часть паттернов сохраняет свое положение. Исчезают и появляются элементы изображения, характерные размеры которых меньше w (мелкие точки, узкие линии, другие мелкие детали паттернов). Данное обстоятельство позволяет считать такие элементы изображения шумом. Эти артефакты являются проявлением ошибок дискретизации ЦМВ, усиленные дифференцированием при расчете k_h и k_v (подразд. 1.2.3).

Аналогичные эффекты возникают при выявлении линеаментов с помощью цифровой обработки ДДЗ: некоторая часть линейных структур может возникать и исчезать при повороте изображения относительно решетки дискретизации [42]. При работе с дискретными функциями, которые описывают континуум поверхности с определенным разрешением, полностью избежать таких эффектов невозможно.

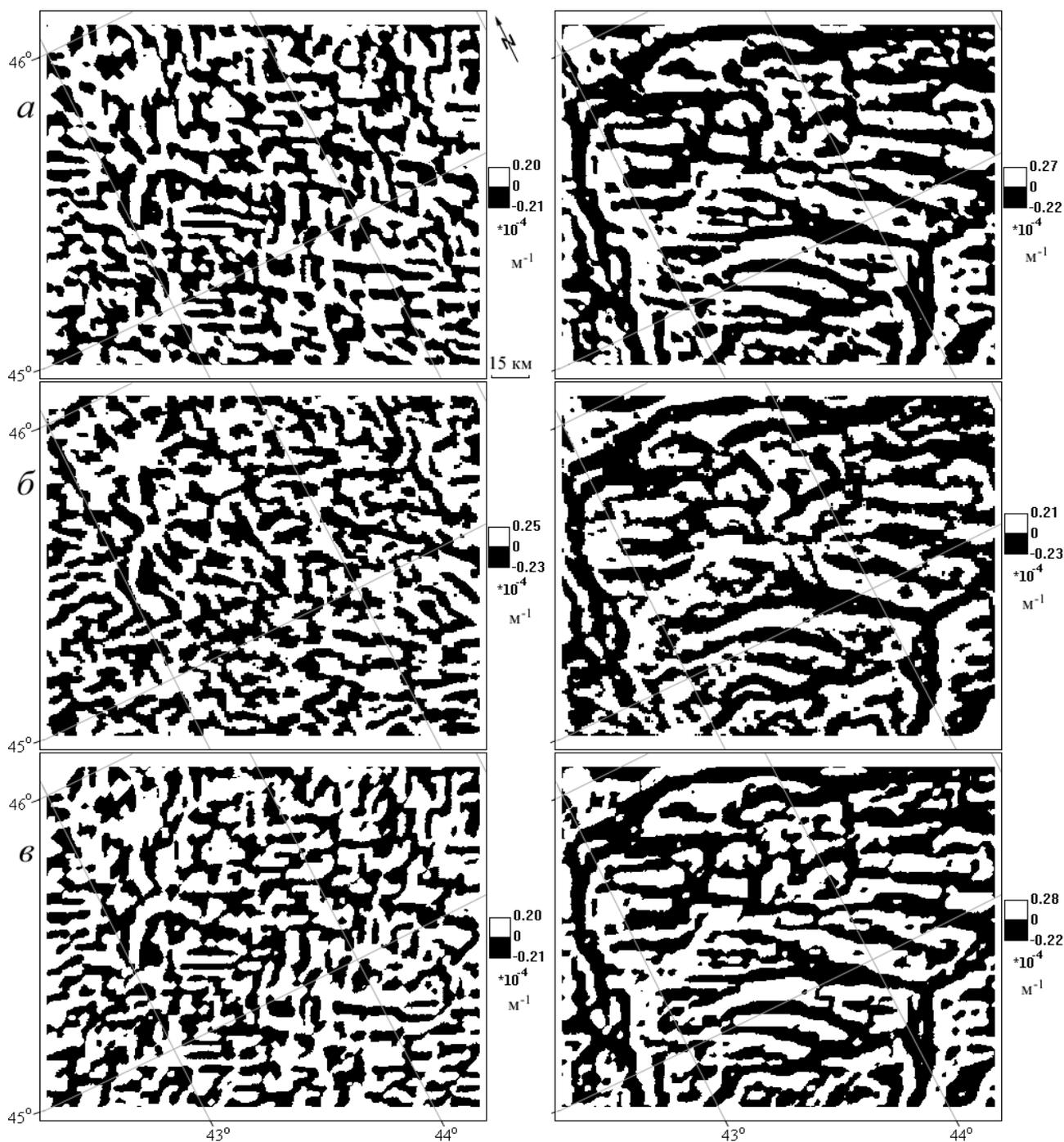


Рисунок 1.20 – Междуречье Кумы и Калауса [272]:

k_h (слева) и k_v (справа), рассчитанные по ЦМВ при повороте решетки дискретизации на 0° (а), 25° (б) и 90° (в)

Результаты попарного сравнения полученных ЦМР приведены на рис. 1.21 и табл. 1.3. Гистограммы выборок как k_h , так и k_v весьма сходны (рис. 1.21). Попарное сравнение выборок k_h и k_v по критерию согласия Колмогорова-Смирнова [36] с 95% достоверностью свидетельствуют об отсутствии статистически значимых различий между цифровыми моделями k_h (или k_v) при различной ориентации решетки дискретизации (табл. 1.3). Иными словами, визуально наблюдаемые ошибки дискретизации статистически незначимы.

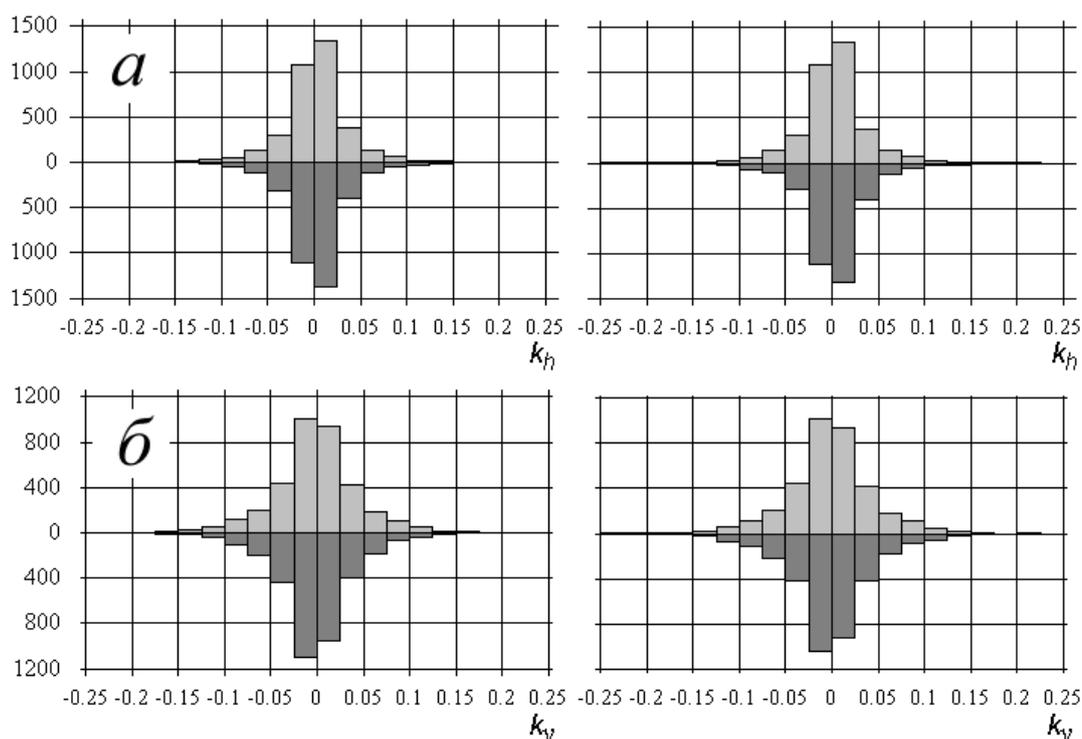


Рисунок 1.21 – Сравнительное распределение значений k_h (а) и k_v (б), рассчитанных при различной ориентации решетки дискретизации: все верхние гистограммы в парах – 0° , нижние гистограммы в парах – 25° (слева) и 90° (справа)

Таблица 1.3. Результаты попарного сравнение выборок k_h и k_v , рассчитанных при различной ориентации решетки дискретизации (0° , 25° и 90°), по критерию согласия Колмогорова-Смирнова

Пара выборок		Статистика	
		К-S	P
k_h	0° и 25°	0,71	0,70
	0° и 90°	0,52	0,95
k_v	0° и 25°	1,20	0,11
	0° и 90°	0,60	0,86

1.2.6 Изотропия операторов локальных морфометрических характеристик

1.2.6.1 Постановка задачи

При использовании цифрового моделирования рельефа для выявления геологических линеаментов, их индикаторами являются линейные паттерны на картах локальных морфометрических характеристик (разд. 4.1). Очень часто на этих картах можно увидеть линеаменты с направлениями, близкими к меридиональному, широтному, северо-восточному и северо-

ро-западному. Хотя эти ортогональные и диагональные линеаменты могут отображать реально существующие, выраженные в рельефе геологические структуры [156, 386, 169, 48, 13], они могут быть и артефактами.

Ортогональные и диагональные линейные артефакты могут быть вызваны рядом причин, среди которых выделяются: 1) влияние геометрии сетки ЦМР; 2) ошибки составления ЦМВ; 3) ошибки интерполяции. Кратко рассмотрим эти источники артефактов.

1) Очевидно, что визуализация результатов цифрового моделирования рельефа может воспроизводить, в той или иной степени, геометрию сетки ЦМР, то есть, ортогональные и диагональные направления. Однако этим эффектом можно пренебречь при использовании ЦМР достаточно высокого разрешения, когда растр сетки слабо воспринимается зрительным анализатором. Также очевидно, что геометрия сетки ЦМР может влиять на вычислительные процедуры, например, на интерполяцию (см. ниже).

2) Существует, по крайней мере, четыре источника линейных артефактов при составлении ЦМВ. Во-первых, линейные артефакты могут возникать при стереофотограмметрическом составлении ЦМВ, если измерения проводятся по профилям [200, 176]. Во-вторых, линейно вытянутые зоны перепада высоты возникают при некорректной стыковки фрагментов ЦМВ, соответствующих соседним ортофотоснимкам [324]. В-третьих, линейные ортогональные «уступы» можно в большом количестве обнаружить в мелкомасштабных и глобальных ЦМВ. Это результаты некорректной стыковки фрагментов ЦМВ, которые были получены при оцифровке топографических карт различного происхождения, масштаба и точности (п. 1.3.3.3). В-четвертых, искусственные линеаменты могут возникать в детальных ЦМВ, полученных с помощью лазерного сканирования. Они отражают техногенные линейно вытянутые перепады высоты вдоль транспортных и других объектов (дороги, дамбы и пр.).

3) Интерполяция ЦМВ по профилям четырех основных направлений может приводить к образованию линейных артефактов с ортогональной и диагональной ориентацией [497]. Кроме того, ортогональные и диагональные линейные артефакты могут возникать на участках с редким расположением точек при использовании полиномов, сплайнов и триангуляции с линейной интерполяцией [235].

К возможным причинам образования линейных артефактов на картах локальных морфометрических параметров некоторые исследователи относят возможную анизотропию операторов этих характеристик рельефа. Из теории обработки изображений хорошо известно, что дифференциальные операторы преобразования двумерных сигналов могут быть изотропными и анизотропными [427]. Под изотропными операторами понимаются инварианты относительно поворота системы координат: поворот функции $z = f(x, y)$ на угол φ относительно оси z и последующее применение оператора Ω к $z = F(x', y')$ дает тот же эффект, что

и применение Ω к $z = f(x, y)$ и последующий поворот результата на угол φ относительно оси z ; то есть $F(x', y') = f(x, y)$, где x, y и x', y' – декартовы координаты до и после поворота, соответственно. Если это условие не выполняется, оператор анизотропен. Примером изотропного оператора является лапласиан, а анизотропных операторов – операторы, измеряющие градиент в нескольких направлениях.

Вычисление цифровой модели локальной морфометрической характеристики Θ по ЦМВ с помощью соответствующих формул (1.2–1.15) можно рассматривать как приложение оператора Ω характеристики Θ к функции высоты z . Оператор Ω преобразует функцию высоты $z = f(x, y)$ в функцию локальной морфометрической характеристики $\Theta = \psi(x, y)$, или, что то же самое, Ω преобразует ЦМВ в цифровую модель Θ .

Локальные морфометрические характеристики являются функциями первых и вторых частных производных высоты (формулы 1.2–1.15). Поэтому можно предположить, что операторы этих характеристик также могут быть изотропны или анизотропны. Необходимо отметить, что при внимательном рассмотрении математических определений локальных морфометрических характеристик (табл. 1.1) становится понятным, что эти характеристики, за исключением A , независимы от ориентации осей x и y . Они связаны с направлениями, относящимися к внутренним свойствам поверхности, а не к ориентации осей координат. Однако многие исследователи часто приписывают существование ортогональных и диагональных линейных структур на картах морфометрических характеристик возможным анизотропным свойствам их операторов, игнорируя математические определения этих величин. Поэтому целесообразно привести доказательство изотропии операторов локальных характеристик рельефа.

1.2.6.2 Доказательство

Для доказательства изотропии операторов локальных морфометрических характеристик (формулы 1.2–1.15) применим принцип, используемый для тестирования дифференциальных операторов в теории обработки изображений [427, V. 1, p. 238].

Во-первых, запишем первые и вторые частные производные $z = F(x', y')$, то есть p', q', r', s', t' , через первые и вторые частные производные $z = f(x, y)$, то есть p, q, r, s, t (формулы 1.1). После применения «цепного» правила для дифференцировании сложной функций [136, Т. 1, с. 387], элементарных алгебраических операций и подстановки хорошо известных выражений для поворота системы координат

$$x = x' \cos \varphi - y' \sin \varphi, \quad (1.28)$$

$$y = x' \sin \varphi + y' \cos \varphi, \quad (1.29)$$

получим следующие формулы:

$$p' = \frac{\partial z}{\partial x'} = \frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial x}{\partial x'} + \frac{\partial z}{\partial y} \frac{\partial y}{\partial x'} = p \cos \varphi + q \sin \varphi, \quad (1.30)$$

$$q' = \frac{\partial z}{\partial y'} = \frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial x}{\partial y'} + \frac{\partial z}{\partial y} \frac{\partial y}{\partial y'} = q \cos \varphi - p \sin \varphi, \quad (1.31)$$

$$\begin{aligned} r' &= \frac{\partial^2 z}{\partial x'^2} = \frac{\partial}{\partial x'} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial x}{\partial x'} + \frac{\partial z}{\partial y} \frac{\partial y}{\partial x'} \right) = \frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial^2 x}{\partial x'^2} + \frac{\partial x}{\partial x'} \frac{\partial}{\partial x'} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right) + \frac{\partial z}{\partial y} \frac{\partial^2 y}{\partial x'^2} + \frac{\partial y}{\partial x'} \frac{\partial}{\partial x'} \left(\frac{\partial z}{\partial y} \right) = \\ &= \frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial^2 x}{\partial x'^2} + \frac{\partial z}{\partial y} \frac{\partial^2 y}{\partial x'^2} + \frac{\partial x}{\partial x'} \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} \frac{\partial x}{\partial x'} + \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} \frac{\partial y}{\partial x'} \right) + \frac{\partial y}{\partial x'} \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} \frac{\partial x}{\partial x'} + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} \frac{\partial y}{\partial x'} \right) = \\ &= \frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial^2 x}{\partial x'^2} + \frac{\partial z}{\partial y} \frac{\partial^2 y}{\partial x'^2} + \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} \left(\frac{\partial x}{\partial x'} \right)^2 + 2 \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} \frac{\partial x}{\partial x'} \frac{\partial y}{\partial x'} + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} \left(\frac{\partial y}{\partial x'} \right)^2 = \\ &= r \cos^2 \varphi + 2s \cos \varphi \sin \varphi + t \sin^2 \varphi, \quad (1.32) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} s' &= \frac{\partial^2 z}{\partial x' \partial y'} = \frac{\partial}{\partial x'} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial x}{\partial y'} + \frac{\partial z}{\partial y} \frac{\partial y}{\partial y'} \right) = \frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial^2 x}{\partial x' \partial y'} + \frac{\partial x}{\partial y'} \frac{\partial}{\partial x'} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right) + \frac{\partial z}{\partial y} \frac{\partial^2 y}{\partial x' \partial y'} + \frac{\partial y}{\partial y'} \frac{\partial}{\partial x'} \left(\frac{\partial z}{\partial y} \right) = \\ &= \frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial^2 x}{\partial x' \partial y'} + \frac{\partial z}{\partial y} \frac{\partial^2 y}{\partial x' \partial y'} + \frac{\partial x}{\partial y'} \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} \frac{\partial x}{\partial x'} + \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} \frac{\partial y}{\partial x'} \right) + \frac{\partial y}{\partial y'} \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} \frac{\partial x}{\partial x'} + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} \frac{\partial y}{\partial x'} \right) = \\ &= \frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial^2 x}{\partial x' \partial y'} + \frac{\partial z}{\partial y} \frac{\partial^2 y}{\partial x' \partial y'} + \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} \frac{\partial x}{\partial x'} \frac{\partial x}{\partial y'} + \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} \left(\frac{\partial x}{\partial y'} \frac{\partial y}{\partial x'} + \frac{\partial x}{\partial x'} \frac{\partial y}{\partial y'} \right) + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} \frac{\partial y}{\partial y'} \frac{\partial y}{\partial x'} = \\ &= (t - r) \cos \varphi \sin \varphi + s (\cos^2 \varphi - \sin^2 \varphi), \quad (1.33) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} t' &= \frac{\partial^2 z}{\partial y'^2} = \frac{\partial}{\partial y'} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial x}{\partial y'} + \frac{\partial z}{\partial y} \frac{\partial y}{\partial y'} \right) = \frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial^2 x}{\partial y'^2} + \frac{\partial x}{\partial y'} \frac{\partial}{\partial y'} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right) + \frac{\partial z}{\partial y} \frac{\partial^2 y}{\partial y'^2} + \frac{\partial y}{\partial y'} \frac{\partial}{\partial y'} \left(\frac{\partial z}{\partial y} \right) = \\ &= \frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial^2 x}{\partial y'^2} + \frac{\partial z}{\partial y} \frac{\partial^2 y}{\partial y'^2} + \frac{\partial x}{\partial y'} \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} \frac{\partial x}{\partial y'} + \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} \frac{\partial y}{\partial y'} \right) + \frac{\partial y}{\partial y'} \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} \frac{\partial x}{\partial y'} + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} \frac{\partial y}{\partial y'} \right) = \\ &= \frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial^2 x}{\partial y'^2} + \frac{\partial z}{\partial y} \frac{\partial^2 y}{\partial y'^2} + \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} \left(\frac{\partial x}{\partial y'} \right)^2 + 2 \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} \frac{\partial x}{\partial y'} \frac{\partial y}{\partial y'} + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} \left(\frac{\partial y}{\partial y'} \right)^2 = \\ &= r \sin^2 \varphi - 2s \cos \varphi \sin \varphi + t \cos^2 \varphi, \quad (1.34) \end{aligned}$$

Так как $p \neq p'$, $q \neq q'$, $r \neq r'$, $s \neq s'$, $t \neq t'$, эти операторы не являются инвариантами поворота.

Во-вторых, запишем G , A , k_h , k_v и K (формулы 1.2–1.6) для поворота декартовых коор-

динат, то есть, с использованием p' , q' , r' , s' , t' (формулы 1.30–1.34):

$$\begin{aligned} G' &= \operatorname{arctg} \sqrt{p'^2 + q'^2} = \operatorname{arctg} \sqrt{(p \cos \varphi + q \sin \varphi)^2 + (q \cos \varphi - p \sin \varphi)^2} = \\ &= \operatorname{arctg} \sqrt{p^2 (\cos^2 \varphi + \sin^2 \varphi) + q^2 (\cos^2 \varphi + \sin^2 \varphi)} = \operatorname{arctg} \sqrt{p^2 + q^2} \end{aligned} \quad (1.35)$$

$$A' = \operatorname{arctg} \left(\frac{q'}{p'} \right) = \operatorname{arctg} \left(\frac{q \cos \varphi - p \sin \varphi}{p \cos \varphi + q \sin \varphi} \right) \quad (1.36)$$

$$\begin{aligned} k'_h &= - \frac{q'^2 r' - 2p'q's' + p'^2 t'}{(p'^2 + q'^2) \sqrt{1 + p'^2 + q'^2}} = \\ &= - \frac{(q \cos \varphi - p \sin \varphi)^2 (r \cos^2 \varphi + 2s \cos \varphi \sin \varphi + t \sin^2 \varphi)}{[(p \cos \varphi + q \sin \varphi)^2 + (q \cos \varphi - p \sin \varphi)^2] \sqrt{1 + (p \cos \varphi + q \sin \varphi)^2 + (q \cos \varphi - p \sin \varphi)^2}} + \\ &\quad + \frac{2(p \cos \varphi + q \sin \varphi)(q \cos \varphi - p \sin \varphi) \{ (t - r) \cos \varphi \sin \varphi + s(\cos^2 \varphi - \sin^2 \varphi) \}}{[(p \cos \varphi + q \sin \varphi)^2 + (q \cos \varphi - p \sin \varphi)^2] \sqrt{1 + (p \cos \varphi + q \sin \varphi)^2 + (q \cos \varphi - p \sin \varphi)^2}} + \\ &\quad + \frac{(p \cos \varphi + q \sin \varphi)^2 (r \sin^2 \varphi - 2s \cos \varphi \sin \varphi + t \cos^2 \varphi)}{(p^2 + q^2) \sqrt{1 + p^2 + q^2}} = - \frac{q^2 r - 2pqs + p^2 t}{(p^2 + q^2) \sqrt{1 + p^2 + q^2}} \end{aligned} \quad (1.37)$$

$$\begin{aligned} k'_v &= - \frac{p'^2 r' + 2p'q's' + q'^2 t'}{(p'^2 + q'^2) \sqrt{(1 + p'^2 + q'^2)^3}} = \\ &= - \frac{(p \cos \varphi + q \sin \varphi)^2 (r \cos^2 \varphi + 2s \cos \varphi \sin \varphi + t \sin^2 \varphi)}{[(p \cos \varphi + q \sin \varphi)^2 + (q \cos \varphi - p \sin \varphi)^2] \sqrt{[1 + (p \cos \varphi + q \sin \varphi)^2 + (q \cos \varphi - p \sin \varphi)^2]^3}} + \\ &\quad + \frac{2(p \cos \varphi + q \sin \varphi)(q \cos \varphi - p \sin \varphi) \{ (t - r) \cos \varphi \sin \varphi + s(\cos^2 \varphi - \sin^2 \varphi) \}}{[(p \cos \varphi + q \sin \varphi)^2 + (q \cos \varphi - p \sin \varphi)^2] \sqrt{[1 + (p \cos \varphi + q \sin \varphi)^2 + (q \cos \varphi - p \sin \varphi)^2]^3}} + \\ &\quad + \frac{(q \cos \varphi - p \sin \varphi)^2 (r \sin^2 \varphi - 2s \cos \varphi \sin \varphi + t \cos^2 \varphi)}{(p^2 + q^2) \sqrt{(1 + p^2 + q^2)^3}} = - \frac{p^2 r + 2pqs + q^2 t}{(p^2 + q^2) \sqrt{(1 + p^2 + q^2)^3}} \end{aligned} \quad (1.38)$$

$$\begin{aligned} K' &= \frac{r't' - s'^2}{(1 + p'^2 + q'^2)^2} = \\ &= \frac{(r \cos^2 \varphi + 2s \cos \varphi \sin \varphi + t \sin^2 \varphi) (r \sin^2 \varphi - 2s \cos \varphi \sin \varphi + t \cos^2 \varphi)}{[1 + (p \cos \varphi + q \sin \varphi)^2 + (q \cos \varphi - p \sin \varphi)^2]^2} - \\ &\quad - \frac{\{ (t - r) \cos \varphi \sin \varphi + s(\cos^2 \varphi - \sin^2 \varphi) \}^2}{(1 + p^2 + q^2)^2} = \frac{rt - s^2}{(1 + p^2 + q^2)^2} \end{aligned} \quad (1.39)$$

Сравнивая формулы G' , k'_h , k'_v , A' и K' для повернутой системы координат (1.35–1.39) с соответствующими формулами для неповернутой системы координат (1.2–1.6), можно уви-

деть, что $G' = G$, $A' \neq A$, $k'_h = k_h$, $k'_v = k_v$, $K' = K$. Это означает, что операторы G , k_h , k_v и K изотропны, а оператор A анизотропен.

H , E и K_a могут быть выражены как комбинации k_h и k_v (формулы 1.7–1.9). Так как операторы k_h и k_v изотропны, операторы H , E и K_a тоже изотропны:

$$H' = \frac{1}{2}(k'_h + k'_v) = \frac{1}{2}(k_h + k_v) \quad (1.40)$$

$$E' = \frac{1}{2}(k'_v - k'_h) = \frac{1}{2}(k_v - k_h) \quad (1.41)$$

$$K'_a = k'_h k'_v = k_h k_v \quad (1.42)$$

M может быть выражена как комбинация K и H (формула 1.10). Так как их операторы изотропны, оператор M тоже изотропен:

$$M' = \sqrt{H'^2 - K'} = \sqrt{H^2 - K} \quad (1.43)$$

K_r , k_{he} и k_{ve} могут быть выражены как комбинации M и E (формулы 1.11–1.13), а k_{min} и k_{max} – как комбинации M и H (формулы 1.14, 1.15). Так как операторы H , E и M изотропны, операторы K_r , k_{he} , k_{ve} , k_{min} и k_{max} тоже изотропны:

$$K'_r = M'^2 - E'^2 = M^2 - E^2 \quad (1.44)$$

$$k'_{he} = M' - E' = M - E \quad (1.45)$$

$$k'_{ve} = M' + E' = M + E \quad (1.46)$$

$$k'_{min} = H' - M' = H - M \quad (1.47)$$

$$k'_{max} = H' + M' = H + M \quad (1.48)$$

Таким образом, доказано, что операторы большинства локальных морфометрических характеристик изотропны. Это означает:

– Вращение функции высоты вокруг оси z и последующее применение операторов G , k_h , k_v , H , K , K_a , K_r , M , E , k_{min} , k_{max} , k_{he} , k_{ve} и любой их линейной комбинации не может приводить к изменению ни в значениях, ни в рисунке карт, по сравнению с результатами применения этих операторов к исходной функции высоты до поворота.

– Применение этих операторов не может вызывать возникновение линейных артефактов с преимущественной ортогональной и диагональной ориентацией на картах локальных морфометрических характеристик.

1.3 Фильтрация цифровых моделей рельефа

1.3.1 Задачи фильтрации

Поверхность может быть представлена как сумма поверхностей. Эта тривиальная мысль лежит в основе решения задач фильтрации цифрового моделирования рельефа. Наиболее известны следующие задачи:

- Выделение низко- и высокочастотных компонент топографической поверхности при изучении закономерностей строения рельефа и его элементов различного уровня иерархии;
- Подавление высокочастотного шума;
- Генерализация ЦМР, т.е. снижение информационной избыточности модели путем удаления из ЦМР высокочастотных составляющих, отличных от шума.

1.3.1.1 Декомпозиция топографической поверхности

Хорошо известно, что рельеф является результатом взаимодействия разномасштабных эндо- и экзогенных процессов. Одной из задач геоморфологии является восстановление истории и характеристик этих процессов по нынешним характеристикам рельефа. Кроме того, так как рельеф является каркасом ландшафта, важной является задача определения иерархической структуры рельефа [411, 232], которая может использоваться как основа для описания иерархической структуры ландшафта [94].

Часто исследователей привлекает возможность использовать для этих целей разложение топографической поверхности на разномасштабные компоненты. Такая задача не является сложной с математической точки зрения и может быть решена различными методами. В частности, декомпозиция топографической поверхности может быть осуществлена с помощью тренд-анализа рельефа (п. 1.3.2.1), метода Философова (п. 1.3.2.2), пространственной фильтрации (п. 1.3.2.3), сглаживания (п. 1.3.2.4), дискретного вейвлет-преобразования [374], двумерного анализа сингулярного спектра (подразд. 1.3.3) и др.

Очевидно, что некоторая низкочастотная гармоника функции высоты рельефа земной поверхности совершенно не обязательно соответствует, например, некоторой тектонической структуре, а некоторая высокочастотная гармоника функции высоты – некоторым экзогенным (например, эоловым) структурам рельефа [64]. Тем не менее, декомпозиция топографической поверхности может быть полезной для предварительной оценки иерархической структуры рельефа и генезиса его компонент.

1.3.1.2 Подавление высокочастотного шума

Любая ЦМВ содержит значительное число случайных ошибок и артефактов [311, 446 и др.]. Наличие высокочастотного шума ведет к получению еще более зашумленных цифровых

моделей морфометрических показателей, рассчитываемых по ЦМВ [200, 297, 272]. Например, карты горизонтальной и вертикальной кривизн, рассчитываемые по ЦМВ, в которых не проводилось подавление шума, почти не читаемы и вряд ли могут использоваться в предметных исследованиях (рис. 1.22а). Это является результатом усиления высокочастотного шума ЦМВ при расчете производных высоты (подразд. 1.2.3).

Подавление высокочастотного шума в ЦМВ может быть частично осуществлено с помощью низкочастотной пространственной фильтрации (п. 1.3.2.3), сглаживания (п. 1.3.2.4), «засыпания» депрессий (п. 1.1.5.1), дискретного вейвлет-преобразования [255] и двумерного анализа сингулярного спектра (подразд. 1.3.3).

1.3.1.3 Генерализация

Научные исследования, как правило, предусматривают этапы обработки информации для снижения ее избыточности и выявления наиболее существенных признаков предмета изучения. С этой целью в каждой области знания разработаны качественные и количественные подходы к анализу и преобразованию исходной информации. В науках, работающих с пространственно-распределенными данными, использующих картографическую форму их регистрации и картографический метод исследования [105, 9], совокупность таких подходов называется генерализацией [243, 85, 457, 199, 137 и др.].

1.3.1.3.1 Генерализация в картографии (основные понятия)

Под картографической генерализацией обычно понимают обобщение содержания карты соответственно ее назначению и масштабу [119]. Целесообразно различать два вида генерализации – масштабную и целевую [166].

Масштабная генерализация – необходимое условие создания любой карты, картографическое проявление процесса снижения избыточности информации. «Генерализация имманентно присуща карте, и картограф продлевает работу по генерализации еще при самой первоначальной съемке» [6]. Это вызвано двумя причинами: а) сложность формы (конфигурации, структуры) предметов изучения не позволяет создавать их абсолютных отображений; б) любое графическое средство представления информации должно характеризоваться четкостью и лаконичностью своего языка.

Масштабная генерализация решает три задачи:

- Упрощение структуры карты при сохранении общего подобия оригиналу;
- Сохранение максимальной точности положения отображаемых элементов;
- Сочетание максимальной нагрузки карты и ее читаемости.

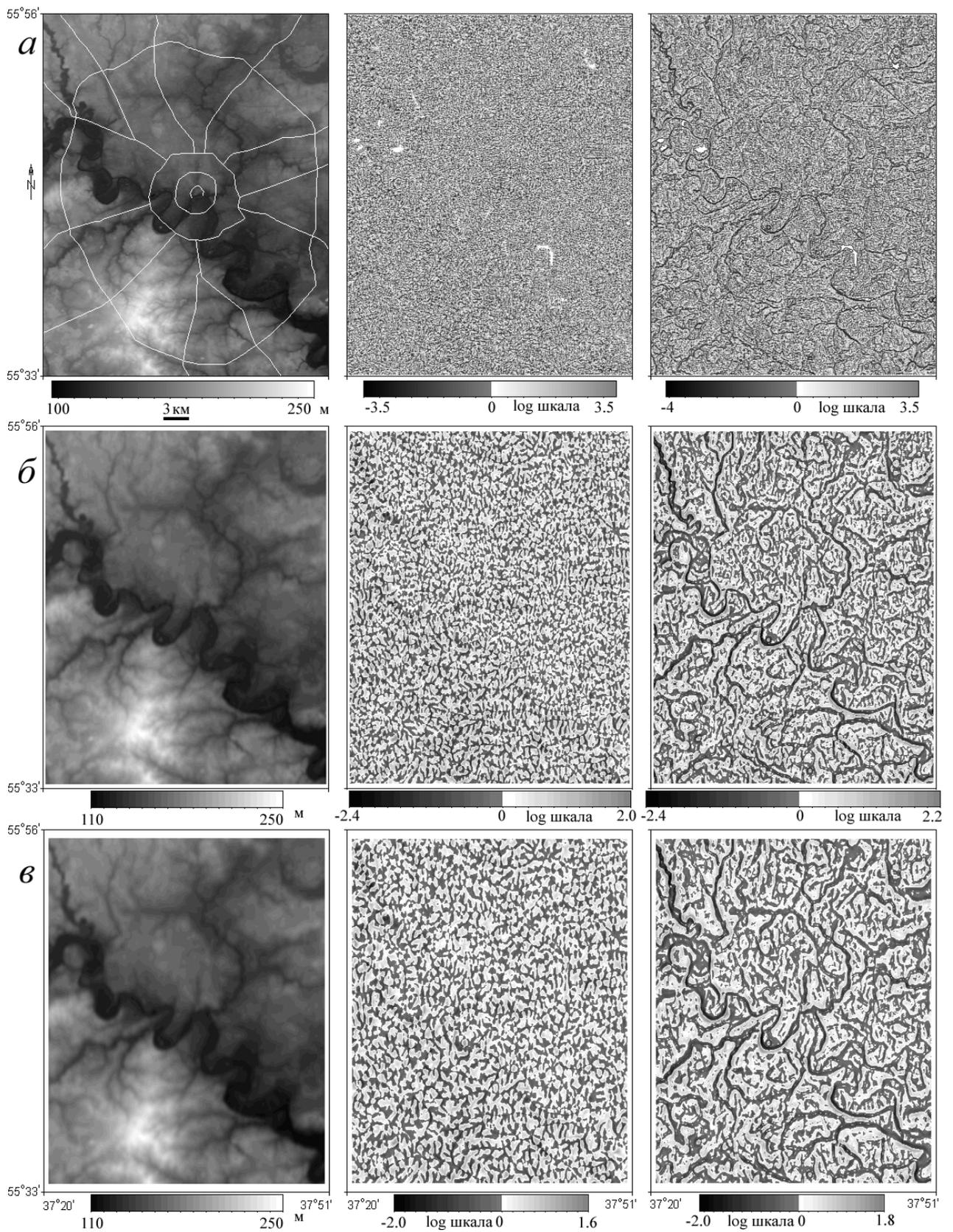


Рисунок 1.22 – Территория Москвы и прилегающих районов:

a – несглаженная ЦМВ, *б* – 5 раз сглаженная ЦМВ, *в* – 10 раз сглаженная ЦМВ.

Слева – высоты (белые линии – основные дороги), в центре – горизонтальная кривизна, справа – вертикальная кривизна. См. подробности расчетов в п. 1.3.2.4

Целевая генерализация – необходимое условие выделения наиболее существенных или определенных признаков предмета изучения. Восприятие такой информации непосредственно по негенерализованной версии карты может затрудняться интегральным характером представления данных.

Целевая генерализация решает две задачи:

- Выявление и отображение определенных признаков, свойств и взаимосвязей предметов изучения.
- Переход от их индивидуальных черт к групповым характеристикам.

Решение этих задач может улучшить результаты картографического анализа [354] и привести к получению качественно новой информации [105, 9], что может иметь важное фундаментальное и прикладное значение. Ярким примером роли генерализации в фундаментальных исследованиях было составление мелкомасштабной гипсометрической карты Европейской России: ее анализ позволил впервые выявить закономерности строения рельефа на субконтинентальном уровне [125]. Именно генерализованность мелкомасштабных карт и глобусов обеспечила условия для формирования и развития геологических теорий континентального дрейфа [482] и расширяющейся Земли [210].

При проведении целевой генерализации, как правило, используется концептуальный и алгоритмический аппарат масштабной генерализации. Но алгоритм преобразования информации соответствует задачам целевой генерализации лишь в том случае, если он связан с контекстом [199]. Например, если тренд-анализ рельефа на основе алгебраического полинома (п. 1.3.2.1) был удачно применен в геологическом исследовании, это еще не означает, что его использование в геоботанике тоже даст удовлетворительный результат [465]. Однако заранее строго обосновать использование алгоритмов масштабной генерализации в прикладных целях не всегда возможно, особенно, когда слабо изучен сам предмет исследования. В этом случае подтверждение правильности выбранного подхода можно получить на основании анализа результатов преобразования информации [83].

Факторами, влияющими на проведение как масштабной, так и целевой генерализации, являются: а) масштаб составляемой карты; б) ее назначение и предполагаемый способ чтения; в) ее тематика; г) особенности предмета картографирования; д) степень его изученности и уровень классификации; е) техника оформления карты [119].

1.3.1.3.2 Генерализация цифровых моделей рельефа

Земная (планетарная) поверхность – чрезвычайно сложный природный объект, поэтому ее изучение должно предусматривать генерализацию данных. В противном случае пользователь рискует получить перегруженные информацией, плохо читаемые карты, дальнейший

визуальный или машинный анализ и применение которых вряд ли будут эффективны.

Перефразируя Н.Н.Баранского [6], можно сказать, что генерализация имманентно присуща ЦМР. Действительно, дискретизация функции высоты является генерализацией данных. При наземной топографической съемке геодезист, а при использовании стереотопографического метода – оператор по тем или иным принципам производит отбор точек для ЦМВ. При оцифровке горизонталей топографических карт также происходит отбор точек изолиний и автоматически учитывается их генерализованность. Рассчитанные по ЦМВ модели других характеристик рельефа учитывают генерализованность ЦМВ.

Отметим несколько особенностей масштабной генерализации применительно к ЦМР:

– Степень генерализованности или разрешение ЦМР формально контролируется плотностью сетки нерегулярных ЦМВ или размером шага сетки регулярных ЦМР. Если нерегулярная ЦМВ имеет различную плотность сетки в разных частях модели, эти различия будут переданы всем вторичным ЦМР, включая регулярную ЦМВ: степень их генерализованности также будут являться функцией плановых координат (см. также подразд. 1.1.3).

– Роль генерализации нерегулярной ЦМВ может играть ее регуляризация, если интерполяция проводится с шагом, значительно превышающим плотность нерегулярной сетки [421].

– Наличие в ЦМВ мелких ошибок – высокочастотных шумов (подразд. 1.2.1) – определяет необходимость проведения низкочастотной пространственной фильтрации или сглаживания ЦМВ (п. 1.3.2.3, 1.3.2.4), которую можно рассматривать как форму генерализации [137]. При расчете локальных морфометрических величин некоторая фильтрация высокочастотного шума происходит при использовании метода Эванса (п. 1.1.4.2) и авторского метода (разд. 2.1), так как интерполяция поверхности в пределах шаблона 3×3 или 5×5 предусматривает лишь приближение полиномов (1.17, 2.1) к значениям высот точек скользящего окна.

– Результаты расчета частных производных высоты (формулы 1.18–1.22, 2.8–2.16, 2.24–2.28) и, соответственно, локальных морфометрических характеристик (формулы 1.2–1.15) зависят от разрешения ЦМВ – шага сетки w [252, 254, 440], то есть, от степени генерализованности ЦМВ (см. также разд. 3.2). Точность этого расчета также зависит от w (п. 2.3.3.1).

– Для генерализации карт морфометрических параметров можно применять подход обобщения количественных характеристик картографируемых объектов путем уменьшения числа уровней квантования ЦМР [331]. Например, обобщая значения горизонтальной кривизны путем их квантования на два уровня – больше и меньше нуля – можно выделить области дивергенции и конвергенции потоков (табл. 1.1). Этот подход используется в данной работе (например, рис. 1.15z).

– Среди различных подходов к использованию ЦМР выделяется совместный статистический анализ данных о рельефе и других компонентов ландшафта (гл. 3). Известно, что при исследованиях взаимосвязей между различными явлениями, после генерализации данных может происходить повышение показателей корреляции за счет снятия остаточных отклонений с фоновых характеристик [9]. Например, после сглаживания ЦМВ методом скользящего среднего коэффициент линейной корреляции влажности почвы со средней кривизной изменился от -0,58 до -0,88 [63].

Генерализация ЦМР может проводиться с помощью тренд-анализа рельефа (п. 1.3.2.1), низкочастотной пространственной фильтрации (п. 1.3.2.3), сглаживания (п. 1.3.2.4), операций отбора точек (п. 1.3.2.5), «засыпания» депрессий (п. 1.1.5.1), дискретного вейвлет-преобразования [194] и двумерного анализа сингулярного спектра (подразд. 1.3.3).

1.3.2 Методы фильтрации

1.3.2.1 Тренд-анализ рельефа

Тренд-анализ рельефа – очень широко распространенная в науках о Земле (геофизике, метеорологии и геологии) группа методов анализа геополей [220, 231]. Тренд-анализ рельефа является формой регрессионного анализа.

С помощью метода наименьших квадратов проводится глобальная аппроксимация цифровой модели некоторой характеристики аналитической функцией вида

$$z = f_1(x, y) + f_2(x, y) + \dots + f_k(x, y) + R(x, y), \quad (1.49)$$

где $f_k(x, y)$ – тренд-компоненты, $R(x, y)$ – остаток. Выделяют несколько типов тренд-анализа рельефа – с использованием алгебраических, ортогональных, тригонометрических полиномов и др. [465].

После выбора оптимальной для данной поверхности аппроксимации, строятся карты тренд-компонент, которые визуально анализируются и интерпретируются. Тренд-анализ ЦМВ земной поверхности применялся при изучении структур центрального типа [31] и линейных элементов [132].

1.3.2.2 Метод Философова

Исходный вариант метода В.П.Философова [135] был предназначен для ручного анализа топографических карт. Метод позволяет моделировать взаимодействие процессов денудации и вертикальных тектонических движений и выделять некоторые тектонические структуры. На протяжении многих лет он широко использовался отечественными геологами, преимущественно – нефтяниками-поисковиками [21 и др.]. В последние годы появились цифро-

вые реализации этого метода [304, 338]. В этой связи целесообразно привести его краткое описание.

Основной частью метода является графический тренд-анализ рельефа (графическое преобразование гипсометрии топографических карт). Метод включает следующие основные этапы [135]:

- Составление карты порядков тальвегов. Тальвегом I порядка считается тальвег, не принимающий ни одного притока, тальвегом II порядка тальвег, возникающий в результате слияния двух тальвегов I порядка и т.д. Аналогично составляется карта порядков водоразделов.

- Составление карты базисной поверхности некоторого порядка с помощью интерполяции изобазит по отметкам высот, связанных с тальвегами данного порядка и тальвегами более высоких порядков. Например, чтобы составить карту базисной поверхности III порядка необходимо интерполировать высоты, относящиеся к тальвегам III порядка и выше. Чем выше порядок базисной поверхности, тем выше степень генерализованности рельефа на данной карте. Для выявления локальных антиклинальных структур рекомендуется составлять карты базисных поверхностей II порядка; для выделения платформенных структур (валов, флексур и впадин) – карты базисных поверхностей III или IV порядка, а для анализа антеклиз и синеклиз – карты базисных поверхностей V или VI порядка.

- Составление карты остаточного рельефа некоторого порядка путем вычитания базисной поверхности некоторого порядка из топографической поверхности. Эти карты могут быть использованы для оценки объема породы, который может быть удален процессами денудации в будущем, а также для выделения локальных тектонических структур.

- Составление карты вершинной поверхности некоторого порядка с помощью интерполяции изобазит по отметкам высот, связанных с водоразделами данного порядка и водоразделами более высоких порядков. Карты вершинных поверхностей составляются аналогично картам базисных поверхностей (см. выше).

- Составление карт сноса путем вычитания топографической поверхности из вершинной поверхности. Данные карты могут быть использованы для выделения участков, в пределах которых могли быть удалены породы за период формирования рельефа, а также для оценки денудированных объемов.

- Составление карт разностей базисных поверхностей различного порядка. Эти карты могут характеризовать изменение высот за время, прошедшее между образованием долин различного порядка. Определение возраста долин проводится на основе анализа дополнительных геолого-геоморфологических данных.

1.3.2.3 Пространственная фильтрация

Широкое распространение в науках о Земле получила пространственная фильтрация геополей [317]. Под цифровыми фильтрами обычно понимают линейные системы, в которых выходной сигнал определяется сверткой входного сигнала с импульсной функцией отклика. Оператор, связывающий функции на входе и выходе системы, может быть представлен в следующем виде [155]:

$$\alpha(m_1\lambda_1, m_2\lambda_2) = \sum_{n_1}^{N_1} \sum_{n_2}^{N_2} \beta(n_1\nu_1, n_2\nu_2) \psi(m_1\lambda_1, m_2\lambda_2; n_1\nu_1, n_2\nu_2), \quad (1.50)$$

где α – двумерная функция на выходе, β – двумерная функция на входе, ψ – импульсный отклик линейной системы, λ_1, λ_2 – интервалы дискретизации выходной последовательности, ν_1, ν_2 – интервалы дискретизации входной последовательности, m_1, m_2 – аргументы выходной последовательности, n_1, n_2 – аргументы входной последовательности.

Преобразование (1.50) может быть выполнено с помощью двумерного дискретного преобразования Фурье и свертки:

$$A(\omega, \omega') = \Psi(\omega, \omega') B(\omega, \omega'), \quad (1.51)$$

где A, Ψ, B – преобразования Фурье от α, ψ, β , соответственно, ω и ω' – частоты вдоль осей координат. Для этого из входного массива данных $x(n_1, n_2)$ отсчитывается $N_1 \times N_2$ значений. Длина этого подмассива должна удовлетворять условию теоремы Котельникова (подразд. 1.1.3). Затем вычисляется спектр $X(k_1, k_2)$, который умножается на частотный отклик $H(k_1, k_2)$. Выходной отфильтрованный подмассив $y(m_1, m_2)$ получают в результате обратного преобразования Фурье от полученного произведения. Затем считывается следующий подмассив данных, и процедура повторяется до тех пор, пока не будет отфильтрован весь входной массив [155].

При проведении структурного геологического анализа неоднократно осуществлялась пространственная фильтрация ЦМВ как поверхностей кровли стратиграфических горизонтов [425], и так и дневной поверхности [155, 219]. Р.М.Рудый [103] использовал этот подход для генерализации ЦМВ.

1.3.2.4 Сглаживание

Сглаживание ЦМВ с использованием скользящих окон – один из самых распространенных подходов к снижению уровня высокочастотного шума в ЦМВ и их генерализации, в том числе – при геологических исследованиях [317, 465, 137, 142, 54 и др.]. При этом могут использоваться различные варианты сглаживания – скользящим средним, медианное и др.

Общая формула сглаживания скользящим средним имеет следующий вид [496]:

$$z'_{(n+1)/2} = \frac{\sum_1^n W_i z_i}{\sum_1^n W_i}, \quad (1.52)$$

где $z'_{(n+1)/2}$ – сглаженное значение высоты в центральной точке скользящего окна, $n = 9, 25, 49, \dots$ для окон размером $3 \times 3, 5 \times 5, 7 \times 7, \dots$, соответственно; z_i – измеренные высоты в n точках окна, $i = 1, \dots, n$; W_i – вес точки:

$$W_i = \frac{1}{(1 + d_i)^m}, \quad (1.53)$$

где d_i – расстояние от i -ой точки окна до центральной точки окна, $m = 0, 1, 2$.

Размеры окна, которым проводится сглаживание, и необходимое число сглаживаний определяются эмпирически. Отметим однако, что этот метод необходимо использовать с осторожностью, так как преимущественно на высоких частотах усреднение по окрестности может приводить к возникновению инверсии фазы [155], то есть – к артефактам. Например, на месте холма может оказаться депрессия.

Пример сглаживания приведен на рис. 1.22. ЦМВ Москвы и прилегающих районов выделена из архива SRTM3 [455]. Шаг сетки составляет 3". ЦМВ включает 284 544 точек (матрица 624×456). Расчет k_h и k_v проведен по авторскому методу (разд. 2.2). Чтобы избежать потери информации о пространственном распределении значений k_h и k_v из-за широкого динамического диапазона их значений, обе морфометрические характеристики при картографировании были логарифмически трансформированы по формуле (1.25) при $n = 4$. Карты представлены в проекции Гаусса-Крюгера.

Хорошо видно, что карты горизонтальной и вертикальной кривизн, рассчитанные по несглаженной ЦМВ (рис. 1.22а), почти нечитаемы и вряд ли могут использоваться в предметных исследованиях. Это является результатом наличия в ЦМВ высокочастотного шума, усиливаемого при расчете производных высоты (подразд. 1.2.3). При этом, карта высот, полученная по несглаженной ЦМВ, вполне читаема и может использоваться в иллюстративных целях (рис. 1.22а). После нескольких итераций сглаживания ЦМВ на решетке 3×3 , рассчитываемые по ней карты горизонтальной и вертикальной кривизн становятся читаемы. Чем больше число сглаживаний, тем более генерализованными становятся карты (рис. 1.22б, в).

Сглаживание ЦМВ используется в подразд. 2.3.4 и разд. 4.3.

1.3.2.5 Отбор точек

Отбор точек, строк и столбцов – еще один распространенный подход к генерализации ЦМР [421, 137 и др.].

Самый простой способ масштабной генерализации ЦМВ – отбор каждой n -ой строки и столбца из регулярной ЦМВ [421]. Способ может быть применен и в качестве целевой генерализации, так как размер шага сетки ЦМР при исследованиях ландшафта зависит от постановки задачи (разд. 3.2). Такой подход не вносит артефактов в генерализованную ЦМВ; значения высот в узлах сетки ЦМВ остаются неизменными. Однако размер шага сетки ЦМВ влияет на точность расчета локальных топографических характеристик (п. 2.3.3.1).

В ЦМВ с иерархической структурой возможность отбора определенных иерархических уровней для/при генерализации заложена в самой философии таких моделей. К ним относятся ЦМВ с иерархическими TIN [233, 172] и сфероидические ЦМВ с иерархическим разбиением сферы сферическими многоугольниками [242, 429].

Пример генерализации ЦМР с помощью отбора точек приведен на рис. 1.23. При составлении ЦМВ Русской равнины и прилегающих территорий (рис. 1.23а) использовано несколько источников: значения высот суши взяты из глобальной ЦМВ GLOBE [298], значения глубин большинства морей – из глобальной ЦМВ ETOPO2 [251], батиметрия Каспийского моря и некоторых крупных озер оцифрована по топографическим картам [142].

По трижды сглаженным ЦМВ по авторскому методу (разд. 2.2) были проведены расчеты морфометрических характеристик, в частности k_v . Чтобы избежать потери информации о пространственном распределении значений k_v , из-за широкого динамического диапазона ее значений, при картографировании они были логарифмически трансформированы по формуле (1.25) при $n = 7$ и 8 для ЦМР с разрешением $4'$ и $10'$, соответственно. Карты представлены в квадратной равнопромежуточной цилиндрической проекции. Эффект генерализации особенно хорошо виден на картах вертикальной кривизны (рис. 1.23б).

1.3.3 Двумерный анализ сингулярного спектра

Рассмотрим фильтрацию ЦМР на примере двумерного анализа сингулярного спектра (2D-SSA) – метода, который был впервые применен для этих целей нами [300, 30].

1.3.3.1 Алгоритм

Анализ сингулярного спектра (Singular Spectrum Analysis, SSA) возник как метод для анализа временных рядов [247, 27, 299]. SSA используется для разложения временных рядов

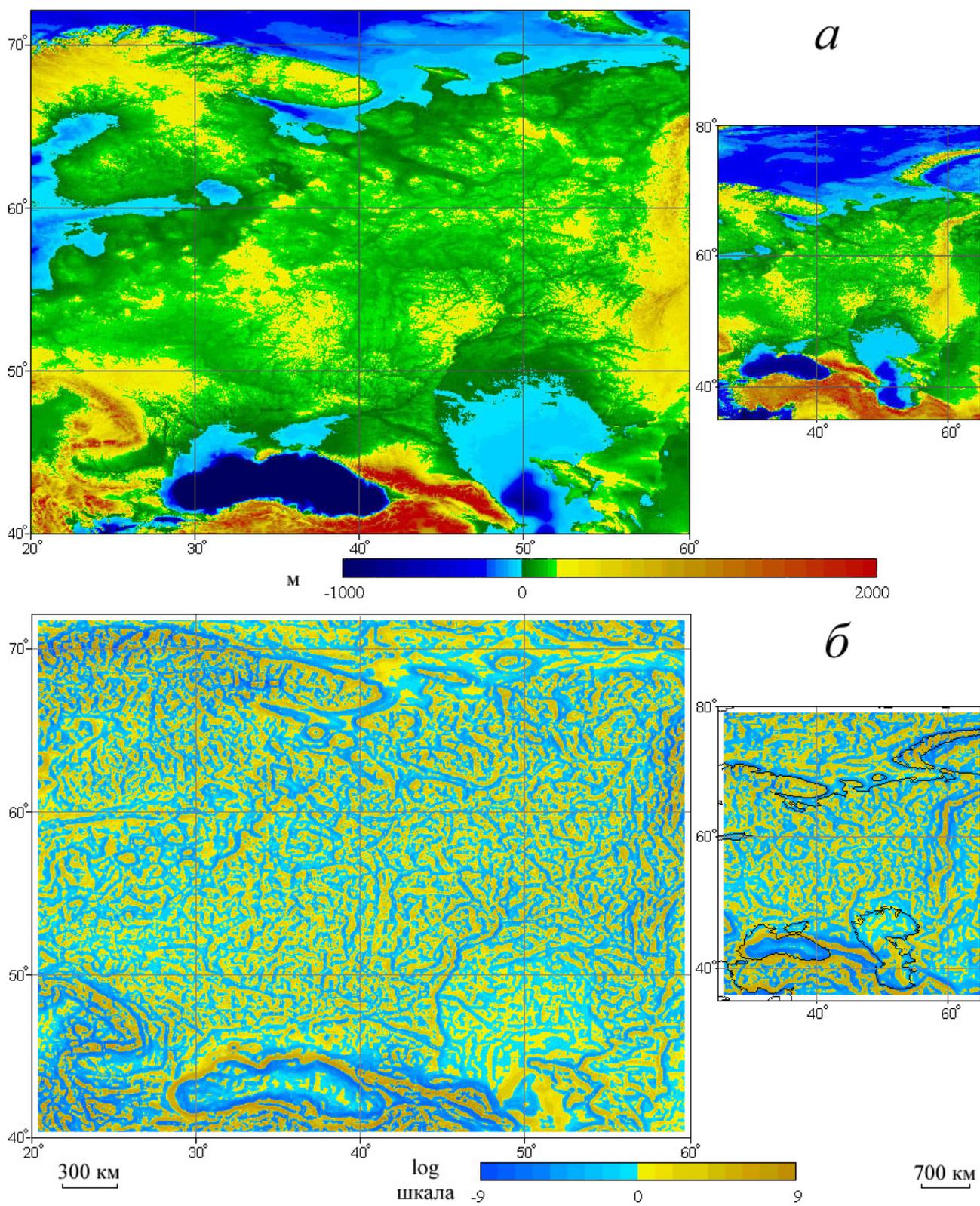


Рисунок 1.23 – Русская равнина и прилегающие территории:
а – высоты, *б* – вертикальная кривизна. Разрешение: 4' (слева) и 10' (справа) [142]

на составляющие (тренд, периодические компоненты и шум), выявления скрытых периодичностей, сглаживания сигнала, подавления шума, прогноза временных рядов и пр. Существует несколько многомерных обобщений SSA. Многоканальный SSA предназначен для одновременного анализа нескольких временных рядов с целью выявления общих для них характеристик [247, 27]. Формально многоканальный SSA может быть использован для обработки двумерных скалярных полей, если принять одно из измерений за время. 2D-SSA был разработан специально для обработки двумерных скалярных полей [27, 29]. Описание алгоритма, разработанного Н.Э.Голяндиной, приводится по нашим совместным публикациям [300, 30].

Рассмотрим двумерное дискретное поле $f : \{1, \dots, N_r\} \times \{1, \dots, N_c\} \mapsto \mathbf{R}$, заданное матрицей

$$F = \begin{pmatrix} f(1,1) & f(1,2) & \dots & f(1, N_c) \\ f(2,1) & f(2,2) & \dots & f(2, N_c) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ f(N_r,1) & f(N_r,2) & \dots & f(N_r, N_c) \end{pmatrix}. \quad (1.54)$$

Параметрами алгоритма являются размеры окна (L_r, L_c) , где $1 \leq L_r \leq N_r$, $1 \leq L_c \leq N_c$, $1 < L_r L_c < N_r N_c$. Положим $K_r = N_r - L_r + 1$ и $K_c = N_c - L_c + 1$. Алгоритм включает два этапа – разложение и восстановление, каждый из которых состоит из двух шагов.

1) *Разложение.* С помощью скользящих окон размера $L_r \times L_c$ осуществляется построение траекторной матрицы поля F . Если в одномерном SSA одномерный объект трансформируется в двумерную матрицу [247, 299], то в 2D-SSA двумерный объект вкладывается в четырехмерное пространство. Для представления четырехмерного объекта в двумерном виде трансформируем скользящие двумерные окна

$$F_{i,j} = \begin{pmatrix} f(i, j) & f(i, j+1) & \dots & f(i, j+L_c-1) \\ f(i+1, j) & f(i+1, j+1) & \dots & f(i+1, j+L_c-1) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ f(i+L_r-1, j) & f(i+L_r-1, j+1) & \dots & f(i+L_r-1, j+L_c-1) \end{pmatrix}, \quad (1.55)$$

где $1 \leq i \leq K_r$ и $1 \leq j \leq K_c$, в столбцы траекторной матрицы \mathbf{W} ($F_{i,j}$ переходит в $(i + (j-1)K_r)$ -й столбец). Например, если $L_r = L_c = 2$, то окно

$$\begin{pmatrix} f(1,1) & f(1,2) \\ f(2,1) & f(2,2) \end{pmatrix} \quad (1.56)$$

трансформируется в первый столбец $(f(1,1), f(2,1), f(1,2), f(2,2))^T$.

При этом удобно использовать операцию векторизации и обратной к ней операции: для

матрицы \mathbf{B} размера $M \times N$ $\text{vec} \mathbf{B} \in \mathbf{R}^{MN}$ является вектором, составленным из последовательно взятых столбцов этой матрицы. Если фиксировать размеры матрицы M и N , то можно ввести обратную операцию, которую назовем (M, N) -матрицированием: $\text{matr} \text{vec} \mathbf{B} = \mathbf{B}$. Таким образом, траекторная матрица \mathbf{W} поля F состоит из $K_r K_c$ столбцов $\text{vec} F_{i,j}$, где $1 \leq i \leq K_r$ и $1 \leq j \leq K_c$. Матрица \mathbf{W} размера $L_r L_c \times K_r K_c$ может быть представлена более структурировано:

$$\mathbf{W} = \begin{pmatrix} \mathbf{H}_1 & \mathbf{H}_2 & \dots & \mathbf{H}_{K_c} \\ \mathbf{H}_2 & \mathbf{H}_3 & \dots & \mathbf{H}_{K_c+1} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \mathbf{H}_{L_c} & \mathbf{H}_{L_c+1} & \dots & \mathbf{H}_{N_c} \end{pmatrix}, \quad (1.57)$$

где

$$\mathbf{H}_i = \begin{pmatrix} f(1,i) & f(2,i) & \dots & f(K_r,i) \\ f(2,i) & f(3,i) & \dots & f(K_r+1,i) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ f(L_r,i) & f(L_r+1,i) & \dots & f(N_r,i) \end{pmatrix}. \quad (1.58)$$

Матрица \mathbf{W} имеет блочно-ганкелеву структуру с одинаковыми блоками вдоль побочных диагоналей. Каждый блок \mathbf{H}_i также является ганкелевой матрицей: это траекторная матрица одномерного ряда $f(\cdot, i)$ (i -го столбца исходного поля F). Будем называть матрицу \mathbf{W} блочно-ганкелевой траекторной матрицей поля F . Существует взаимно однозначное соответствие между полями $N_r \times N_c$ и блочно-ганкелевой матрицей с $L_r \times K_r$ ганкелевыми блоками.

Следующий шаг – сингулярное разложение блочно-ганкелевой траекторной матрицы:

$$\mathbf{W} = \sum_{i=1}^d \mathbf{W}_i = \sum_{i=1}^d \sqrt{\lambda_i} \mathbf{U}_i \mathbf{V}_i^T, \quad (1.59)$$

где $\lambda_1, \dots, \lambda_d$ – ненулевые собственные числа матрицы $\mathbf{W}\mathbf{W}^T$, расположенные в убывающем порядке ($\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_d > 0$); $\{\mathbf{U}_1, \dots, \mathbf{U}_d\}, \mathbf{U}_i \in \mathbf{R}^{L_r L_c}$ – соответствующая ортонормированная система собственных векторов; $\{\mathbf{V}_1, \dots, \mathbf{V}_d\}, \mathbf{V}_i \in \mathbf{R}^{K_r K_c}$ – ортонормированная система соответствующих факторных векторов

$$\mathbf{V}_i = \mathbf{W}^T \mathbf{U}_i / \sqrt{\lambda_i}. \quad (1.60)$$

Как и в анализе главных компонент, вектора $\sqrt{\lambda_i} \mathbf{V}_i$ называются векторами главных

компонент. Их удобно рассматривать в виде матриц: (L_r, L_c) -матрицирование собственного вектора называется собственным полем, (K_r, K_c) -матрицирование факторного вектора – факторным полем, а (K_r, K_c) -матрицирование вектора главных компонент – полем главных компонент. Набор из квадратного корня из i -го собственного числа, i -го собственного поля и i -го факторного поля называется i -й собственной тройкой (eigentriple, ET).

2) *Восстановление.* Проводится группировка слагаемых разложения (1.59), то есть соответствующих собственных троек. Разделим множество $\{1, \dots, d\}$ на m подмножеств I_1, \dots, I_m . Суммируя \mathbf{W}_i при $i \in I_k$, приходим к разложению

$$\mathbf{W} = \sum_{k=1}^m \mathbf{W}_{I_k}. \quad (1.61)$$

Сгруппированные матрицы \mathbf{W}_{I_k} не обязательно имеют блочно-ганкелеву форму. Поэтому необходим дополнительный шаг для перехода от разложения (1.61) блочно-ганкелевой траекторной матрицы \mathbf{W} к разложению исходного поля F . Это можно сделать с помощью ортогонального проектирования (по норме Фробениуса) матриц \mathbf{W}_{I_k} на множество блочно-ганкелевых матриц с ганкелевыми блоками вида (1.57). После проектирования получаем

$$\mathbf{W} = \sum_{k=1}^m \tilde{\mathbf{W}}_k, \quad (1.62)$$

где $\tilde{\mathbf{W}}_k$ при $k = 1, \dots, m$ имеют вид (1.57). Используя взаимно однозначное соответствие между блочно-ганкелевыми траекторными матрицами и двумерными полями, приходим к окончательному разложению исходного поля:

$$F = \sum_{k=1}^m \tilde{F}_k. \quad (1.63)$$

В результате применения 2D-SSA исходное поле разлагается на сумму компонент. Предполагается, что если поле F является суммой гладкой поверхности, периодических составляющих и шума, то существует такая группировка, что результирующее разложение близко к исходному разложению поля. Это дает возможность для сглаживания, подавления шума и пр.

Параметры 2D-SSA рекомендуется выбирать в целом так же, как и в случае одномерного SSA [299]. В частности, применение небольших размеров окна эквивалентно сглаживанию. При размерах окна, близких к $(N_r/2, N_c/2)$, может быть получено самое детальное разложение и лучшее разделение компонент поля.



Рисунок 1.24 – Географическое положение участка, разломы показаны по [156]

1.3.3.2 Материалы и обработка

Для оценки 2D-SSA как средства анализа ЦМР был выбран участок, ограниченный параллелями 2° ю.ш. и 2° с.ш. и меридианами $78^{\circ}30'$ з.д. и $74^{\circ}30'$ з.д. (рис. 1.24). Участок включает часть Эквадора, Колумбии и Перу. На крайнем северо-востоке участка расположены низменности побережья Тихого океана, на востоке и северо-востоке – Анды, а на западе и юго-западе – предгорные равнины. ЦМВ участка была выделена из глобальной ЦМВ GTOPO30 [305]. ЦМВ имеет разрешение $30''$ и включает 230 880 точек (матрица размером 480×481).

Выбор этого участка и GTOPO30 был вызван двумя причинами. Во-первых, известно, что GTOPO30 содержит высокочастотный шум – результат ошибок интерполяции горизонталей и ошибок стыковки соседних листов топографических карт. Распределение шума в GTOPO30 неравномерно и зависит от точности картографических источников, использованных для ее составления. В частности, высокий уровень шума характерен для бассейна Амазонки. Хотя ошибки GTOPO30 почти не препятствуют созданию иллюстративных карт рельефа, они являются причиной получения зашумленных и потому бесполезных карт морфометрических характеристик (например, кривизн земной поверхности). Это связано с тем, что расчет этих параметров основан на вычислении первых и вторых частных производных высоты, что серьезно усиливает выраженность шума [272]. Выбранный участок включает в себя как высокогорье, так и часть бассейна Амазонки – то есть районы, характеризующиеся различным отношением сигнал/шум в GTOPO30. Поэтому участок идеально подходит для тестирования 2D-SSA как средства для подавления шума. Во-вторых, участок позволяет оценить возможности 2D-SSA для разложения топографической поверхности на составляющие в условиях сложного и контрастного рельефа.

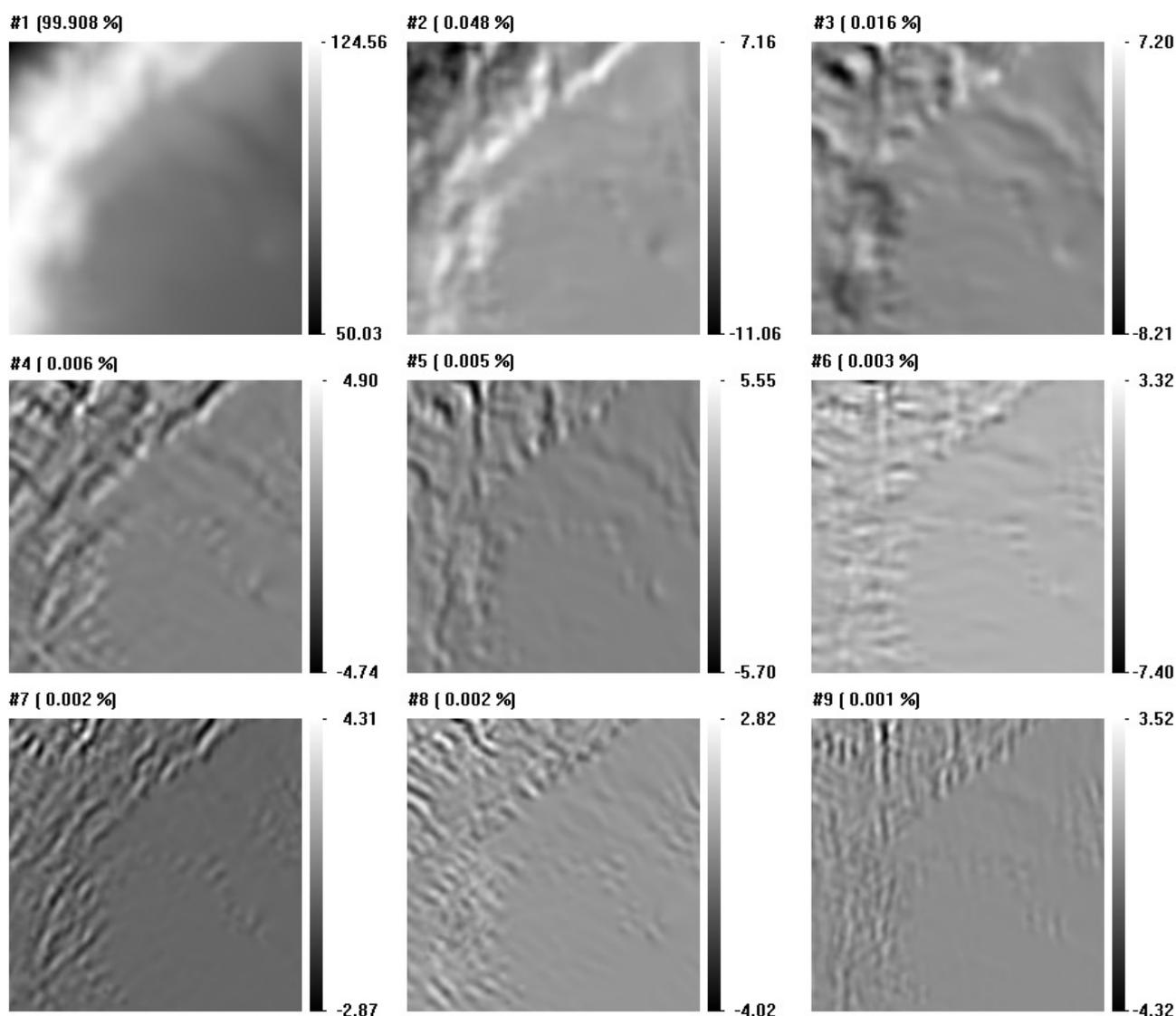


Рисунок 1.25 – Первые 9 полей главных компонент разложения ЦМВ (логарифмическая шкала). Проценты показывают долю соответствующих собственных троек в сингулярном разложении [300, 30]

С помощью окна размером 30×30 , исходная ЦМВ была разложена на 900 собственных троек (рис. 1.25). В пределах участка высота изменяется в значительном диапазоне: 6080 м (рис. 1.26а), поэтому обрабатывались натуральные логарифмы значений высоты (по окончании обработки, восстановленные логарифмические ЦМВ были потенцированы для возвращения к значениям высот). Для восстановления нами использовались различные комбинации собственных троек. В итоге были выбраны комбинации, дающие при восстановлении интерпретируемые результаты. Для удаления шума ЦМВ была восстановлена на основе первых 100 собственных троек: ЕТ 1–100 (рис. 1.26б). Для иллюстрации генерализации мы восстановили ЦМВ по ЕТ 1–50 (рис. 1.26в). Для выделения континентальной, региональной и локальной составляющих топографической поверхности мы восстановили шесть ЦМВ: по ЕТ 1

(рис. 1.27а), 2, 3, 2–3 (рис. 1.27в), 4–25 (рис. 1.27г) и 51–100 (рис. 1.28а). Для визуализации шума ЦМВ была восстановлена по ЕТ 101-900 (рис. 1.28б). Обработка данных была проведена с помощью программы 2D-SSA 1.2 (© К.Д. Усевич, Н.Э. Голяндина, 2005–2007).

Используя авторский метод, предназначенный для сеток сфероидических трапеций (разд. 2.2), по исходной ЦМВ и некоторым восстановленным ЦМВ была рассчитана k_h .

Чтобы избежать потери информации о пространственном распределении значений k_h из-за широкого динамического диапазона ее значений, k_h при картографировании была логарифмически трансформирована по формуле (1.25) при $n = 8$. Чтобы подчеркнуть эффект подавления шума и генерализации, при картографировании ее значения были квантованы на два уровня: $k_h > 0$ и $k_h < 0$ (области дивергенции и конвергенции потоков, соответственно).

Все полученные модели имеют разрешение 30". Для картографирования была использована квадратная равнопромежуточная цилиндрическая проекция. Потенцирование, расчет k_h и картографирование выполнено с помощью программы LandLord (прил. А).

По выборке из 2209 точек (матрица 47×47 с разрешением 5') было проведено попарное сравнение полученных ЦМР. Для статистического анализа использовалась программа Statgraphics Plus 3.0 (© Statistical Graphics Corp., 1994–1997).

1.3.3.3 Результаты и обсуждение

Сравнительный анализ трех карт высоты, соответствующих исходной ЦМВ (рис. 1.26а) и ЦМВ, восстановленным по ЕТ 1–100 (рис. 1.26б) и ЕТ 1–50 (рис. 1.26в), позволяет увидеть лишь незначительные изменения гипсометрии.

Лучшее представление о результатах удаления шума и генерализации дают карты k_h . Действительно, на карте k_h , рассчитанной по исходной ЦМВ (рис. 1.26г), можно видеть типичное проявление ошибок интерполяции: «следы» горизонталей [272] (подразд. 1.2.3). Они характерны для предгорных равнин. Вместе с тем, на картах k_h , рассчитанной по ЦМВ, которые были восстановлены на основе ЕТ 1–100 (рис. 1.26д) и ЕТ 1-50 (рис. 1.26е), следы ошибок интерполяции отсутствуют. Хорошо читаются «поточные структуры», сформированные областями конвергенции и дивергенции потоков (черными и белыми элементами изображения, соответственно).

Карты k_h , соответствующие различным комбинациям собственных троек (рис. 1.26г–е), демонстрируют выраженный эффект генерализации. Чем меньшее число ЕТ было использовано для восстановления ЦМВ, тем более сглаженные и упрощенные карты k_h были получены.

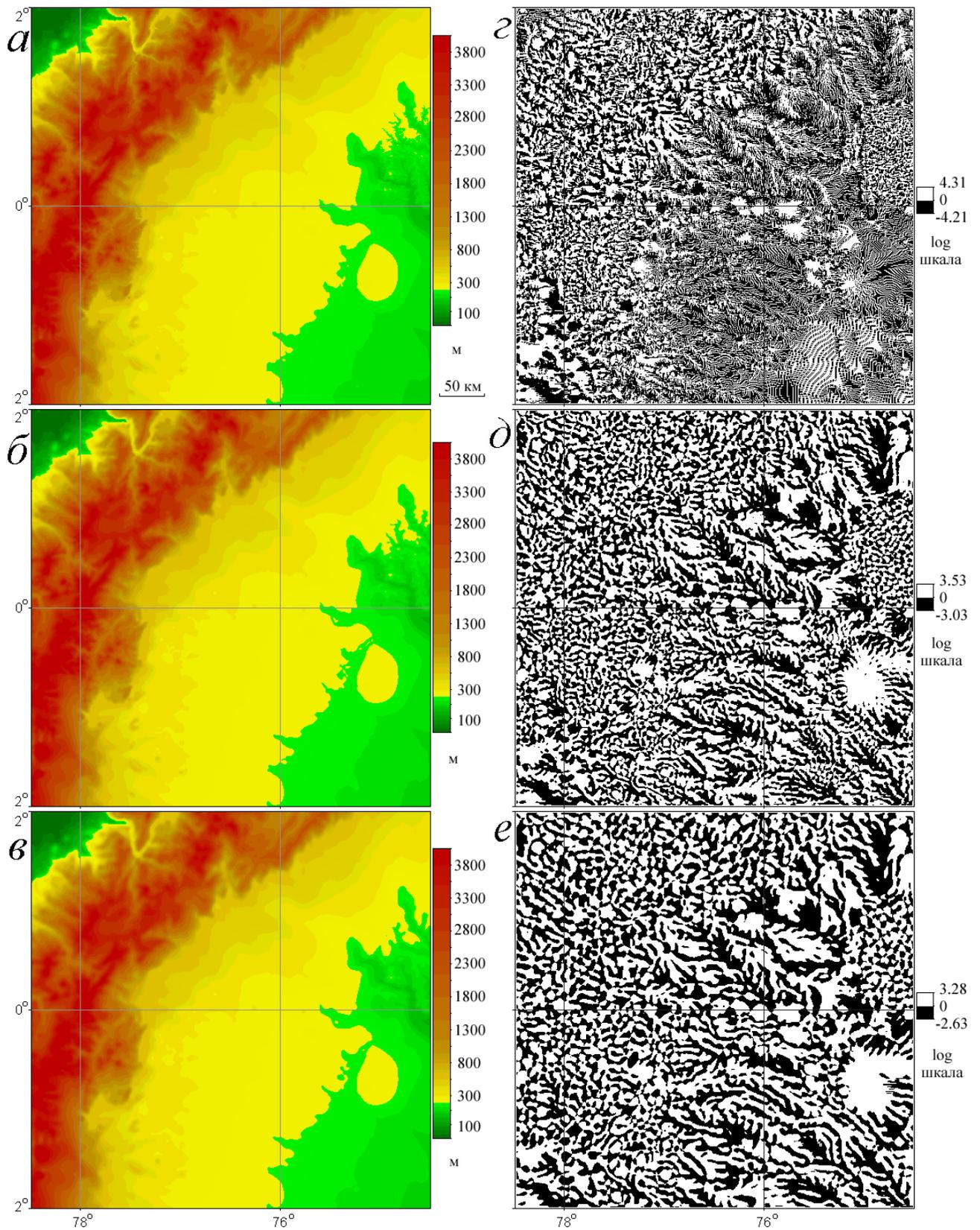


Рисунок 1.26 – Подавление шума в ЦМВ [300, 30]. Высота – исходная (а) и восстановленная по ET 1–100 (б) и ET 1–50 (в); k_h , рассчитанная по исходной ЦМВ (z) и по ЦМВ, которые были восстановлены на основе ET 1–100 (д) и ET 1–50 (e)

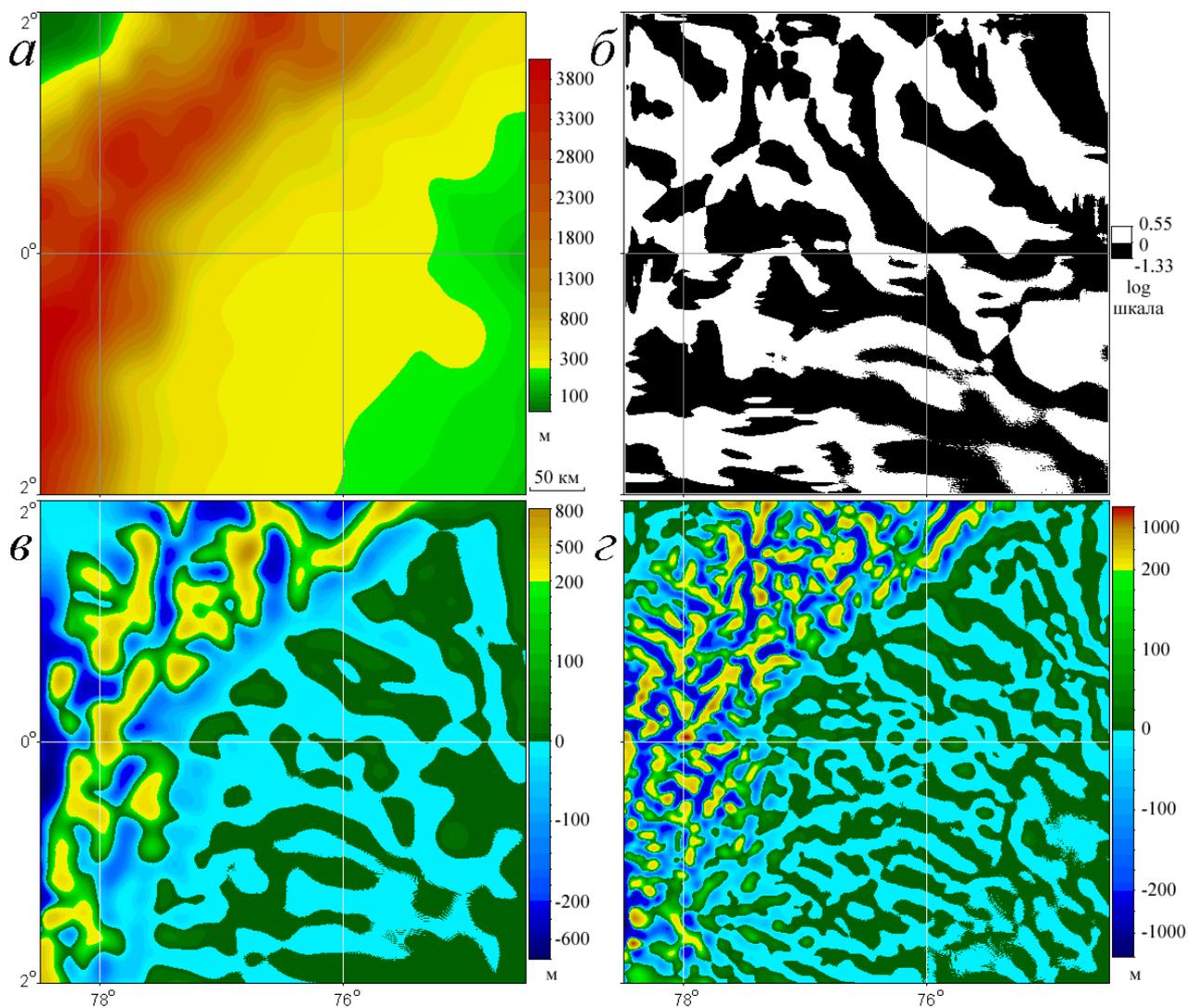


Рисунок 1.27 – Низкочастотные компоненты [300, 30]. Высота, восстановленная по ЕТ 1 (а), ЕТ 2–3 (б) и ЕТ 4–25 (с); k_h , рассчитанная по ЦМВ, восстановленной на основе ЕТ 1 (д)

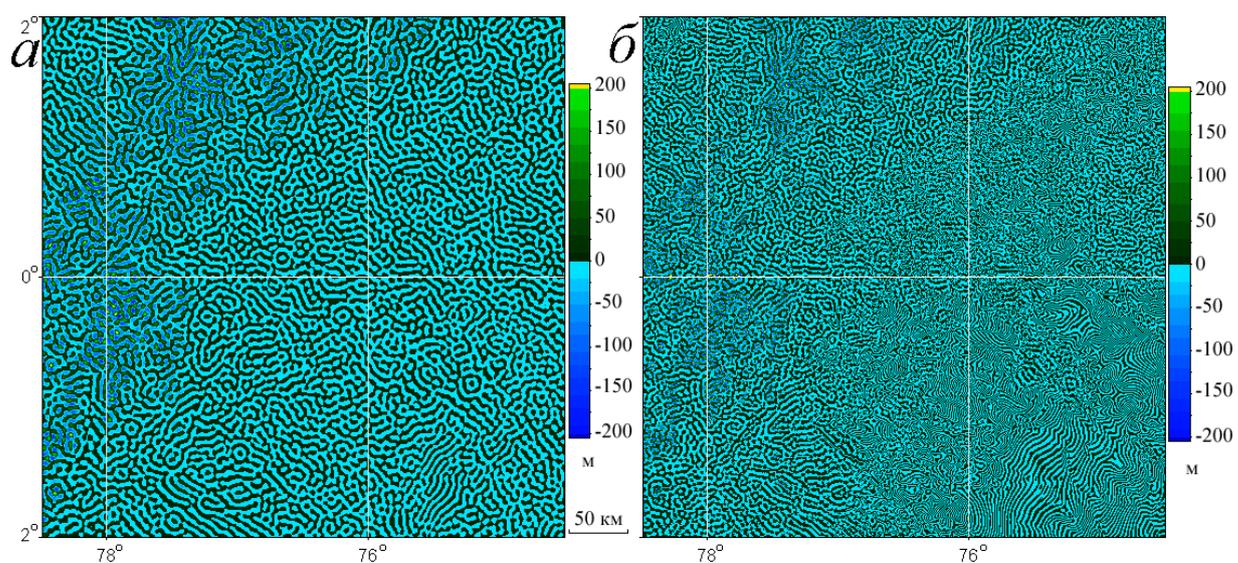


Рисунок 1.28 – Высокочастотные компоненты [300, 30]. Высота, восстановленная по ЕТ 51–100 (а) и ЕТ 101–900 (б)

Необходимо отметить, что хотя уменьшение числа собственных троек ведет к существенному уменьшению диапазона значений k_h (рис. 1.26*г–е*), оно незначительно влияет на диапазон значений высоты (рис. 1.26*а–в*). Этот эффект хорошо виден на двумерных графиках восстановленных и исходных значений высоты и k_h (рис. 1.29).

Наивысшей степенью генерализованности обладает ЦМВ, восстановленная по ЕТ 1 (рис. 1.27*а*). Она описывает морфоструктуру континентального масштаба: Анды и предгорные равнины. Расчет k_h по этой ЦМВ выявляет систему линеаментов приблизительно северо-западного азимута простираения (рис. 1.27*б*), которые могут быть индикаторами сдвигов [267] (разд. 4.1). Хотя подобные геологические структуры не отмечены на карте активных разломов региона [244], это не означает, что данные линеаменты имеют эрозионное происхождение. Во-первых, как отмечают сами авторы указанной карты, геологическое строение региона изучено недостаточно. Во-вторых, эти линеаменты могут быть проявлением древних погребенных разломов: к югу и юго-востоку от рассматриваемого участка известна система глубинных разломов северо-западного азимута простираения, которые предположительно проходят и через рассматриваемую территорию [156] (рис. 1.24).

ЦМВ, восстановленная по ЕТ 2–3 (рис. 1.27*в*), описывает компоненты рельефа, связанные, по всей видимости, с региональными тектоническими структурами. Интересно отметить, что при восстановлении ЦМВ только по ЕТ 2, на карте высоты отображаются структуры приблизительно северо-восточного азимута простираения, то есть генерального направления горной системы Анд в пределах участка. Вместе с тем, при восстановлении ЦМВ только по ЕТ 3, на карте высоты отображаются структуры приблизительно северо-западного азимута простираения, возможно связанные с выявленными линеаменами. Не исключено, что эти структуры контролируют долины притоков Амазонки. ЦМВ, восстановленная по ЕТ 4–25, описывает компоненты рельефа, возможно связанные с экзогенными рельефообразующими процессами регионального масштаба. На карте высоты, в частности, видны генерализованные долины притоков Амазонки (рис. 1.27*г*).

ЦМВ, восстановленная по ЕТ 51–100, описывает высокочастотные составляющие топографической поверхности, которые вряд ли могут быть отнесены к шуму. Тем не менее, на карте высоты уже невозможно найти знакомые элементы орографии (рис. 1.28*а*). Эти компоненты поверхности могут отражать результаты локальных экзогенных рельефообразующих процессов. Данная ЦМВ отражает разницу между двумя ЦМВ, восстановленными по ЕТ 1–100 (рис. 1.26*б*) и ЕТ 1–50 (рис. 1.26*в*).

ЦМВ, восстановленная по ЕТ 101–900 (рис. 1.28*б*), является остатком от восстановления по ЕТ 1–100 исходной ЦМВ. Помимо других высокочастотных компонент, эта модель включает шум исходной ЦМВ.

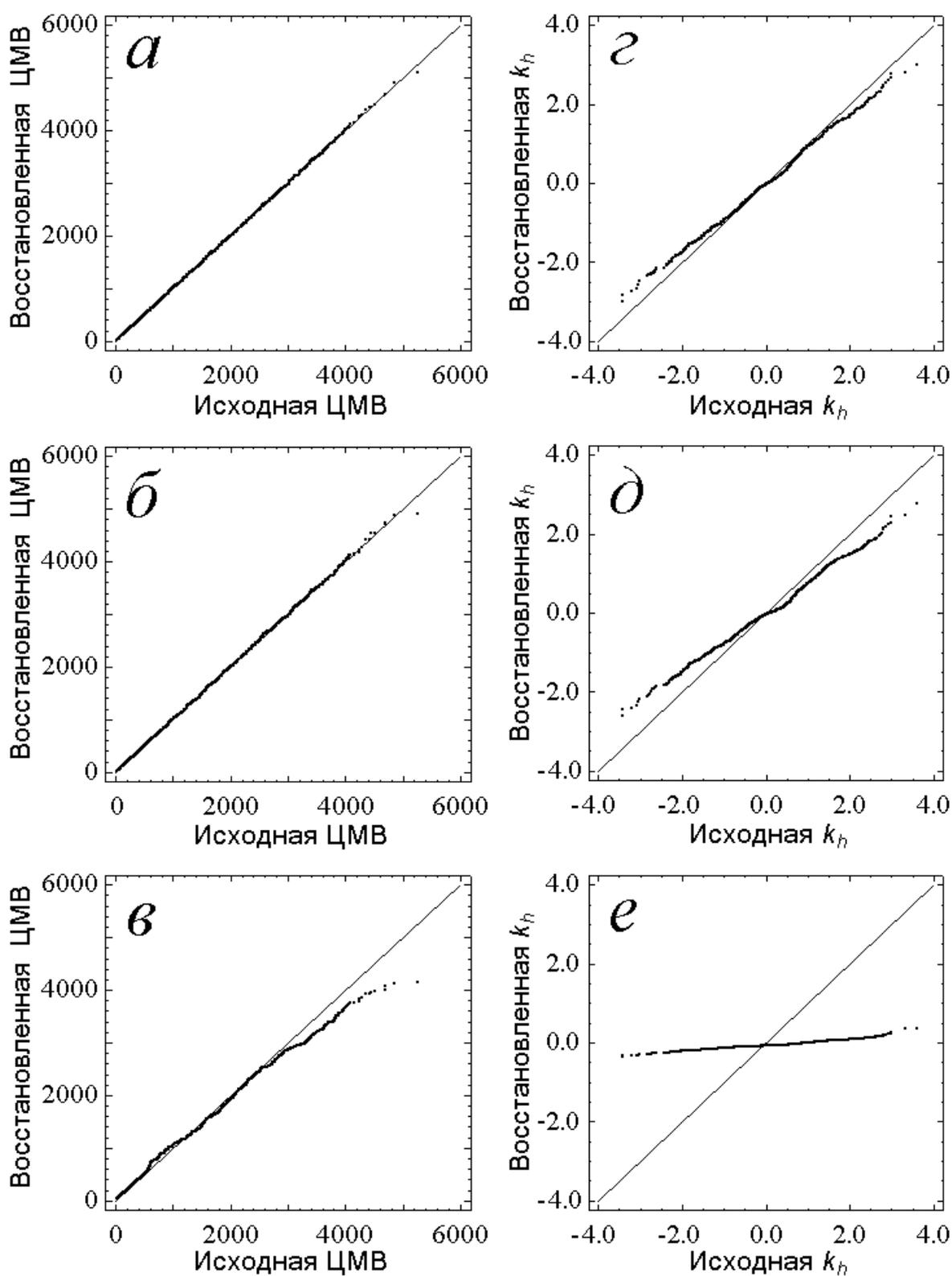


Рисунок 1.29 – Восстановленные значения (ординаты) относительно исходных (абсциссы): высота, восстановленная по ET 1–100 (а), ET 1–50 (б) и ET 1 (в); k_h , рассчитанная по ЦМВ, которые восстановлены на основе ET 1–100 (з), ET 1–50 (д) и ET 1 (е). Величина отклонения графика от диагонали показывает степень отличия восстановленной модели от исходной

Кроме «следов» горизонталей, на карте высоты видна прямоугольная структура размером $1^\circ \times 30'$, расположенная восточнее $75^\circ 30'$ з.д. и севернее экватора (рис. 1.28б). «Прямоугольник» виден также на трех картах k_h (рис. 1.26з–е). Это «след» некорректной стыковки фрагментов ЦМВ, соответствующих соседним листам топографических карт, во время составления ГТОРО30. Судя по рисунку карт k_h (рис. 1.26з–е), детальность отображения рельефа на этом листе значительно выше, чем на соседних листах. Различия в рисунке изображения внутри «прямоугольника» и за его пределами исчезают лишь на карте k_h (рис. 1.27б), рассчитанной по максимально генерализованной ЦМВ.

Очевидно, что восстановление ЦМВ по ЕТ 1, 2, 3 и 2–3 можно рассматривать как низкочастотную фильтрацию исходных данных, а по ЕТ 101–900 и 51–100 – как применение высокочастотных фильтров.

Результаты проведенных нами экспериментов показывают, что 2D-SSA является эффективным средством для подавления шума в ЦМР. Действительно, подавление шума ведет к весьма тонким изменениям в значениях высоты. Эти изменения столь незначительны, что для их фиксации необходимо вычисление частных производных. Эксперименты показывают, что, в отличие от обычного сглаживания, 2D-SSA может удалять шум практически без повреждения сигнала. 2D-SSA открывает возможности использования зашумленных ЦМВ для расчетов таких важных морфометрических параметров как кривизны земной поверхности.

2D-SSA может использоваться для разложения топографической поверхности на компоненты континентального, регионального и локального масштаба. Вместе с тем, выбор собственных троек для восстановления компонентов рельефа различного уровня иерархии может быть неоднозначным и произвольным. Отметим, что сходная проблема возникает и при использовании для этих целей тренд-анализа или анализа Фурье. Однако эти затруднения связаны скорее с качественной природой понятий «масштаб» и «уровень иерархии», принятых в геоморфологии, нежели с математическими особенностями алгоритмов. Кроме того, в 2D-SSA, как и в одномерном случае [299], предусмотрены дополнительные процедуры для определения собственных троек, соответствующих той или иной группировке (нами этот инструментарий не использовался). Наконец, в отличие от тренд-анализа и анализа Фурье, метод 2D-SSA является непараметрическим подходом, не требующим априорного задания модели данных: в его алгоритме не используются предположений или статистических гипотез о структуре данных.

1.4 Система методов моделирования рельефа: постановка проблемы

Из изложенного в этой главе материала видно, что за последние два десятилетия в цифровом моделировании рельефа достигнут существенный прогресс: а) разработан ряд эффективных алгоритмов расчета ЦМР; б) получила развитие физико-математическая теория топографической поверхности в поле гравитации; в) распространение кинематической GPS-съемки и лидарной аэросъемки сделало доступными крупномасштабные и детальные ЦМВ; г) составлены глобальные сфероидические средне- и мелкомасштабные ЦМВ. Эти факторы, а также воспроизводимость, относительная простота и гибкость методов цифрового моделирования рельефа определило их практический потенциал для наук о Земле. Поэтому неудивительно, что в настоящее время цифровое моделирование рельефа широко используются для решения задач геоморфологии, гидрологии, дистанционного зондирования, почвоведения, геологии, геоботаники, гляциологии, океанографии, климатологии и других наук о Земле – см. библиографию [412], аналитические обзоры [377, 164, 389, 140, 269, 163] и монографии [259, 461, 361, 82, 294].

В данной диссертации применение цифрового моделирования рельефа рассматривается в контексте почвенных и геологических исследований. Пионерские работы, связанные с использованием цифрового моделирования рельефа для решения задач почвоведения [471, 477] и геологии [7, 1], были проведены в 60-е годы XX века. Хотя в 1970–1980 годы были разработаны первые эффективные методы расчета морфометрических характеристик [253, 372] (п. 1.1.4.2 и 1.1.5.1), в этот период в почвоведении и геологии цифровое моделирование рельефа применялось сравнительно редко. Но именно тогда определились два основных тренда использования ЦМР в этих науках:

- 1) Анализ и моделирование почвенных свойств [441, 204, 408].
- 2) Выявление и анализ геологических структур – линеаментов, разломов, кольцевых структур и пр. [391, 433].

Массовое применение цифрового моделирования рельефа как в почвоведении [399, 400, 63, 388, 413, 187, 296, 197, 227, 278, 281, 343, 378 и др.], так и в геологии [206, 221, 222, 392, 138, 403, 379, 267, 236, 44, 336 и др.] началось лишь в 90-е годы XX века. При этом, к началу 90-х годов стало очевидно, что для корректного использования цифрового моделирования рельефа в почвенных и геологических исследованиях и обоснованных интерпретаций получаемых результатов требуются специализированные методы. Они должны были учитывать специфику предмета изучения: отношения «рельеф–почва» и «рельеф–геологическое строение». Отсутствие таких методов ограничивало применение моделирования рельефа, снижало эффективность применения крупно- и среднемасштабных ЦМР при изучении почвы на уровне делянки, поля и региона, а также затрудняло использование региональных, конти-

ментальных и глобальных ЦМР в геологии.

Дело в том, что ставшие сегодня классическими численные морфометрические методы Эванса, Мартца – де Янга и ряд их аналогов (подразд. 1.1.4 и 1.1.5) были разработаны для крупномасштабных геоморфологических исследований и предусматривали вычисления только на одном типе сетки – квадратной. Вместе с тем, для почвенных исследований требовались методы анализа, моделирования и картографирования свойств почвы, которые бы удовлетворяли более широкому диапазону масштабов, характерных для задач почвоведения – от делянки до региона. Для успешного применения таких методов был необходим алгоритм выбора адекватного разрешения ЦМР, соответствующего конкретной задаче и масштабу исследования. Для геологических исследований требовались методы выявления, анализа и интерпретации выраженных в рельефе геологических структур. Эти методы также должны были работать в широком диапазоне масштабов – от регионального до глобального.

В основе методов анализа и моделирования почвенных свойств и геологических структур на базе ЦМР должны были лежать специальные вычислительные методы, позволяющие рассчитывать ЦМР на двух основных типах сетки – квадратной и сфероидическо-трапецеидальной (подразд. 1.1.2) – и обеспечивающие моделирование рельефа различного уровня иерархии при решении задач самого широкого масштабного диапазона. Одновременно требовался численный метод, который бы позволял оценивать точность расчетов ЦМР на обоих типах сетки.

Таким образом, требовалось теоретически обосновать, разработать и применить двух-уровневую систему математико-картографического моделирования¹ рельефа:

I уровень – вычислительные методы и алгоритмы, позволяющие рассчитывать ЦМР;

II уровень – методы анализа, моделирования и картографирования почвенных свойств и геологических структур на основе рассчитанных ЦМР.

Решению этой проблемы посвящена диссертационная работа².

¹ Под математико-картографическим моделированием понимается математическое моделирование пространственно-распределенных объектов, явлений и процессов, при котором часть исходных данных, а также промежуточных и окончательных результатов моделирования представлена картами, ЦМР и другими типами геоизображений [40, 108, 119].

² На рис. 1.30 схематично показана область исследований данной диссертации в общих рамках цифрового моделирования рельефа в науках о Земле.

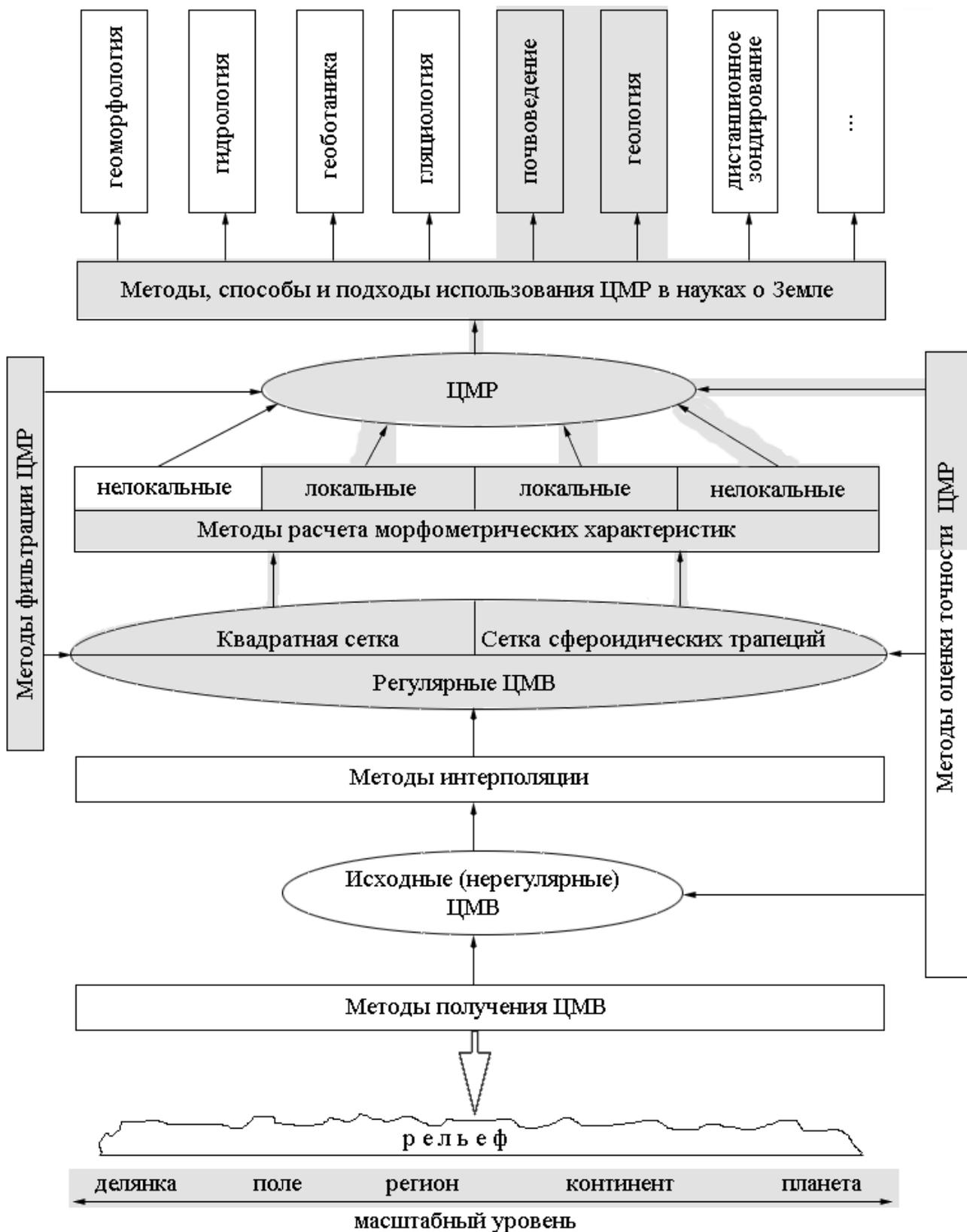


Рисунок 1.30 – Схема основных этапов получения, обработки и использования данных в цифровом моделировании рельефа. Серым фоном указана область исследований данной диссертации

Выводы по главе 1

1) За последние два десятилетия в цифровом моделировании рельефа достигнут существенный прогресс: а) разработан ряд эффективных алгоритмов расчета ЦМР; б) получила развитие физико-математическая теория топографической поверхности в поле гравитации; в) распространение кинематической GPS-съемки и лидарной аэросъемки сделало доступными крупномасштабные и детальные ЦМВ; г) составлены глобальные сфероидические средне- и мелкомасштабные ЦМВ. Эти факторы, а также воспроизводимость, относительная простота и гибкость методов цифрового моделирования рельефа определяет их практический потенциал для почвенных и геологических исследований.

2) В цифровом моделировании рельефа следствия теоремы Котельникова имеют следующий вид: I) Регулярная ЦМВ содержит информацию о наименьших элементах земной поверхности с характерными плановыми размерами $\tilde{\lambda}_{x,y}$, если используется шаг сетки $w \leq \frac{\tilde{\lambda}_{x,y}}{2n}$. Он определяет предельное разрешение всех ЦМР, рассчитываемых по данной ЦМВ. II) С помощью интерполяции ЦМВ невозможно достичь более высокого пространственного разрешения, чем разрешение ЦМВ до интерполяции. III) «Элементы рельефа» с характерными плановыми размерами менее $\tilde{\lambda}_{x,y}$, возникшие при интерполяции ЦМВ, есть высокочастотный шум, отражающий свойства интерполятора.

3) Доказано, что операторы $G, k_h, k_v, H, K, K_a, K_r, M, E, k_{min}, k_{max}, k_{he}$ и k_{ve} изотропны. Это означает, что применение данных операторов не может вызывать возникновения линейных артефактов с преимущественной ортогональной и диагональной ориентацией на картах локальных морфометрических характеристик.

4) Проведенные автором эксперименты показали, что 2D-SSA является эффективным средством для решения задач фильтрации ЦМР: декомпозиции, генерализации и подавления шума. Существенно, что 2D-SSA может удалять шум практически без повреждения сигнала. Это открывает возможности использования зашумленных ЦМВ для расчетов морфометрических характеристик.

5) Для корректного использования цифрового моделирования рельефа в почвенных и геологических исследованиях и обоснованных интерпретаций получаемых результатов требуется двухуровневая система методов математико-картографического моделирования рельефа: I уровень включает вычислительные методы и алгоритмы, позволяющие рассчитывать ЦМР; II уровень включает методы анализа, моделирования и картографирования почвенных свойств и геологических структур на основе рассчитанных ЦМР.

ГЛАВА 2

ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫЕ МЕТОДЫ МАТЕМАТИКО-КАРТОГРАФИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

В главе описаны разработанные автором вычислительные методы математико-картографического моделирования рельефа. В разд. 2.1 описан разработанный метод расчета локальных морфометрических величин по ЦМВ, построенной на квадратной сетке. В разд. 2.2 описан разработанный метод расчета локальных морфометрических величин по ЦМВ, построенной на сетке сфероидических трапеций. В разд. 2.3 описан разработанный метод оценки точности расчета локальных морфометрических характеристик по критерию средней квадратической ошибки функции измеренных величин.

2.1 Метод расчета локальных морфометрических характеристик на квадратной сетке

2.1.1 Постановка задачи

Локальные морфометрические характеристики являются функциями частных производных высоты r , t , s , p и q (формулы 1.1–1.16). При проведении детальных, крупно- и среднемасштабных почвенных исследований (уровни делянки, поля, малого водосборного бассейна и небольшого региона), а также в среднемасштабных (региональных) геологических исследованиях значения r , t , s , p и q могут быть рассчитаны по ЦМВ, заданной на квадратной сетке, с помощью ряда методов, основанных на аппроксимации частных производных конечными разностями [253, 502, 438] (п. 1.1.4.2).

Наибольшее распространение получил метод Эванса [253] благодаря наивысшей точности вычислений и эффективному подавлению шума в ЦМВ [268, 432]. В соответствии с этим методом (формулы 1.18–1.22), полином второго порядка (1.17) приближается методом наименьших квадратов к точкам скользящего окна размером 3×3 (рис. 1.6). Для точек окна известны декартовы координаты и высоты. Значения r , t , s , p и q определяются для центральной точки окна. Перемещая скользящее окно 3×3 по ЦМВ, можно рассчитать значения r , t , s , p и q и, соответственно, значения локальных характеристик рельефа для всех точек ЦМВ, кроме крайних строк и столбцов.

Перед автором стояла задача разработки альтернативного метода расчета локальных морфометрических величин на квадратной сетке, который удовлетворял бы трем условиям:

- Разрабатываемый метод должен быть сопоставим с существующими методами по простоте и скорости вычислений;
- Точность и подавление высокочастотного шума у разрабатываемого метода должна

быть выше, чем у существующих методов;

– В отличие от существующих методов, разрабатываемый метод должен позволять рассчитывать не только первые (p и q) и вторые (r , t и s), но и третьи (g , h , k и m) частные производные высоты (формулы 1.1). Данное условие было связано с предложениями использовать при исследованиях рельефа некоторые морфометрические параметры, которые являются функциями третьих частных производных высоты [64, 330, 384].

Различные аспекты разработанного метода изложены в трех статьях автора [147, 150, 277].

2.1.2 Вывод формул

Очевидно, что полином второго порядка (1.17) не может быть использован для вывода формул третьих частных производных высоты, так как он не содержит членов третьего порядка. Поэтому, необходимо использовать полином, по крайней мере, третьего порядка. Используя хорошо известную формулу Тейлора [136, Т. 1, с. 416], функцию $z = f(x, y)$ удобно представить в следующем виде:

$$z = \frac{1}{6}gx^3 + \frac{1}{6}hy^3 + \frac{1}{2}kx^2y + \frac{1}{2}mxy^2 + \frac{1}{2}rx^2 + \frac{1}{2}ty^2 + sxy + px + qy + u \quad (2.1)$$

Согласно методу наименьших квадратов [193], чтобы найти m неизвестных коэффициентов $z = f(x, y)$, необходимо провести n измерений z , причем $n > (m + 1)$. Поэтому окно 3×3 (рис. 1.6) нельзя использовать для определения 10-ти неизвестных коэффициентов полинома (2.1): такое скользящее окно содержит 9 измеренных значений z . Чтобы определить эти коэффициенты для центральной точки окна необходимо использовать окно, по крайней мере, 5×5 (рис. 2.1a). Для точек этого окна $(-2w, 2w, z_1)$, $(-w, 2w, z_2)$, $(0, 2w, z_3)$, $(w, 2w, z_4)$, $(2w, 2w, z_5)$, $(-2w, w, z_6)$, $(-w, w, z_7)$, $(0, w, z_8)$, (w, w, z_9) , $(2w, w, z_{10})$, $(-2w, 0, z_{11})$, $(-w, 0, z_{12})$, $(0, 0, z_{13})$, $(w, 0, z_{14})$, $(2w, 0, z_{15})$, $(-2w, -w, z_{16})$, $(-w, -w, z_{17})$, $(0, -w, z_{18})$, $(w, -w, z_{19})$, $(2w, -w, z_{20})$, $(-2w, -2w, z_{21})$, $(-w, -2w, z_{22})$, $(0, -2w, z_{23})$, $(w, -2w, z_{24})$ и $(2w, -2w, z_{25})$ известны координаты и высоты.

Приближим полином (2.1) к скользящему окну 5×5 с помощью метода наименьших квадратов [193]. Записав полином (2.1) для 25-ти точек скользящего окна, получаем систему 25-ти линейных нормальных уравнений, которая может быть представлена в виде:

$$\alpha = F\beta, \quad (2.2)$$

где α – матрица значений высот в точках скользящего окна размера 25×1 :

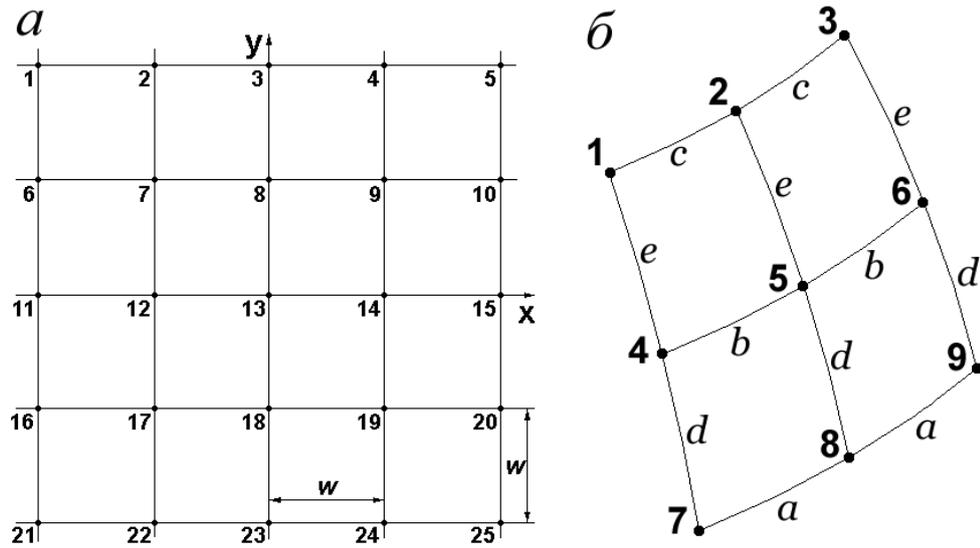


Рисунок 2.1 – Скользящие окна для вычислений локальных характеристик рельефа:

a – плоское квадратное окно 5×5 , *w* – шаг сетки, 1, ..., 25 – номера точек;

б – сфероидическое трапециевидальное окно 3×3 , *a*, *b*, *c*, *d* и *e* – линейные элементы окна,

1, ..., 9 – номера точек

$$\alpha = \begin{pmatrix} z_1 \\ z_2 \\ \vdots \\ z_{25} \end{pmatrix}, \quad (2.3)$$

β – матрица неизвестных коэффициентов полинома (2.1) размера 10×1 :

$$\beta = \begin{pmatrix} g \\ h \\ k \\ m \\ r \\ t \\ s \\ p \\ q \\ u \end{pmatrix}, \quad (2.4)$$

и \mathbf{F} – матрица известных коэффициентов системы уравнений (2.2) размера 25×10 :

$$\mathbf{F} = \begin{pmatrix}
-\frac{4}{3}w^3 & \frac{4}{3}w^3 & 4w^3 & -4w^3 & 2w^2 & 2w^2 & -4w^2 & -2w & 2w & 1 \\
-\frac{1}{6}w^3 & \frac{4}{3}w^3 & w^3 & -2w^3 & \frac{1}{2}w^2 & 2w^2 & -2w^2 & -w & 2w & 1 \\
0 & \frac{4}{3}w^3 & 0 & 0 & 0 & 2w^2 & 0 & 0 & 2w & 1 \\
\frac{1}{6}w^3 & \frac{4}{3}w^3 & w^3 & 2w^3 & \frac{1}{2}w^2 & 2w^2 & 2w^2 & w & 2w & 1 \\
\frac{4}{3}w^3 & \frac{4}{3}w^3 & 4w^3 & 4w^3 & 2w^2 & 2w^2 & 4w^2 & 2w & 2w & 1 \\
-\frac{4}{3}w^3 & \frac{1}{6}w^3 & 2w^3 & -w^3 & 2w^2 & \frac{1}{2}w^2 & -2w^2 & -2w & w & 1 \\
-\frac{1}{6}w^3 & \frac{1}{6}w^3 & \frac{1}{2}w^3 & -\frac{1}{2}w^3 & \frac{1}{2}w^2 & \frac{1}{2}w^2 & -w^2 & -w & w & 1 \\
0 & \frac{1}{6}w^3 & 0 & 0 & 0 & \frac{1}{2}w^2 & 0 & 0 & w & 1 \\
\frac{1}{6}w^3 & \frac{1}{6}w^3 & \frac{1}{2}w^3 & \frac{1}{2}w^3 & \frac{1}{2}w^2 & \frac{1}{2}w^2 & w^2 & w & w & 1 \\
\frac{4}{3}w^3 & \frac{1}{6}w^3 & 2w^3 & w^3 & 2w^2 & \frac{1}{2}w^2 & 2w^2 & 2w & w & 1 \\
-\frac{4}{3}w^3 & 0 & 0 & 0 & 2w^2 & 0 & 0 & -2w & 0 & 1 \\
-\frac{1}{6}w^3 & 0 & 0 & 0 & \frac{1}{2}w^2 & 0 & 0 & -w & 0 & 1 \\
0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\
\frac{1}{6}w^3 & 0 & 0 & 0 & \frac{1}{2}w^2 & 0 & 0 & w & 0 & 1 \\
\frac{4}{3}w^3 & 0 & 0 & 0 & 2w^2 & 0 & 0 & 2w & 0 & 1 \\
-\frac{4}{3}w^3 & -\frac{1}{6}w^3 & -2w^3 & -w^3 & 2w^2 & \frac{1}{2}w^2 & 2w^2 & -2w & -w & 1 \\
-\frac{1}{6}w^3 & -\frac{1}{6}w^3 & -\frac{1}{2}w^3 & -\frac{1}{2}w^3 & \frac{1}{2}w^2 & \frac{1}{2}w^2 & w^2 & -w & -w & 1 \\
0 & -\frac{1}{6}w^3 & 0 & 0 & 0 & \frac{1}{2}w^2 & 0 & 0 & -w & 1 \\
\frac{1}{6}w^3 & -\frac{1}{6}w^3 & -\frac{1}{2}w^3 & \frac{1}{2}w^3 & \frac{1}{2}w^2 & \frac{1}{2}w^2 & -w^2 & w & -w & 1 \\
\frac{4}{3}w^3 & -\frac{1}{6}w^3 & -2w^3 & w^3 & 2w^2 & \frac{1}{2}w^2 & -2w^2 & 2w & -w & 1 \\
-\frac{4}{3}w^3 & -\frac{4}{3}w^3 & -4w^3 & -4w^3 & 2w^2 & 2w^2 & 4w^2 & -2w & -2w & 1 \\
-\frac{1}{6}w^3 & -\frac{4}{3}w^3 & -w^3 & -2w^3 & \frac{1}{2}w^2 & 2w^2 & 2w^2 & -w & -2w & 1 \\
0 & -\frac{4}{3}w^3 & 0 & 0 & 0 & 2w^2 & 0 & 0 & -2w & 1 \\
\frac{1}{6}w^3 & -\frac{4}{3}w^3 & -w^3 & 2w^3 & \frac{1}{2}w^2 & 2w^2 & -2w^2 & w & -2w & 1 \\
\frac{4}{3}w^3 & -\frac{4}{3}w^3 & -4w^3 & 4w^3 & 2w^2 & 2w^2 & -4w^2 & 2w & -2w & 1
\end{pmatrix}. \tag{2.5}$$

Чтобы найти неизвестные коэффициенты полинома (2.1), необходимо решить уравнение

$$\beta = (\mathbf{F}^T \mathbf{F})^{-1} \mathbf{F}^T \alpha, \quad (2.6)$$

где \mathbf{F}^T – транспонированная матрица \mathbf{F} , а $(\mathbf{F}^T \mathbf{F})^{-1}$ – обратная матрица $\mathbf{F}^T \mathbf{F}$. С помощью матричных операций находим матрицу $(\mathbf{F}^T \mathbf{F})^{-1} \mathbf{F}^T$ размера 10×25 :

$$(\mathbf{F}^T \mathbf{F})^{-1} \mathbf{F}^T = \begin{pmatrix} \frac{1}{10w^3} & \frac{1}{5w^3} & 0 & -\frac{1}{5w^3} & \frac{1}{10w^3} & -\frac{1}{10w^3} & \frac{1}{5w^3} & 0 \\ \frac{10w^3}{2} & \frac{10w^3}{1} & \frac{10w^3}{2} & \frac{10w^3}{1} & \frac{10w^3}{2} & -\frac{5w^3}{1} & -\frac{5w^3}{1} & -\frac{5w^3}{1} \\ \frac{35w^3}{2} & \frac{35w^3}{1} & \frac{35w^3}{2} & \frac{35w^3}{1} & \frac{35w^3}{2} & \frac{35w^3}{1} & \frac{70w^3}{1} & \frac{35w^3}{1} \\ -\frac{35w^3}{2} & -\frac{35w^3}{1} & 0 & \frac{35w^3}{1} & \frac{35w^3}{2} & \frac{35w^3}{2} & \frac{70w^3}{1} & 0 \\ \frac{35w^2}{2} & \frac{35w^2}{2} & -\frac{35w^2}{2} & \frac{35w^2}{2} & \frac{35w^2}{2} & \frac{35w^2}{1} & \frac{35w^2}{1} & -\frac{35w^2}{1} \\ \frac{35w^2}{1} & \frac{35w^2}{1} & \frac{35w^2}{2} & \frac{35w^2}{1} & \frac{35w^2}{1} & -\frac{35w^2}{1} & -\frac{35w^2}{1} & \frac{35w^2}{1} \\ -\frac{25w^2}{31} & -\frac{50w^2}{11} & 0 & \frac{50w^2}{11} & \frac{25w^2}{31} & -\frac{50w^2}{1} & -\frac{100w^2}{31} & 0 \\ \frac{420w}{31} & \frac{105w}{1} & 0 & \frac{105w}{1} & \frac{420w}{31} & \frac{84w}{11} & \frac{210w}{31} & 0 \\ -\frac{420w}{13} & \frac{84w}{2} & \frac{420w}{1} & \frac{84w}{2} & \frac{420w}{13} & \frac{105w}{2} & \frac{210w}{17} & \frac{105w}{22} \\ -\frac{175}{175} & \frac{175}{175} & \frac{25}{25} & \frac{175}{175} & -\frac{175}{175} & \frac{175}{175} & \frac{175}{175} & \frac{175}{175} \end{pmatrix}$$

$$\begin{pmatrix} -\frac{1}{5w^3} & \frac{1}{10w^3} & -\frac{1}{10w^3} & \frac{1}{5w^3} & 0 & -\frac{1}{5w^3} & \frac{1}{10w^3} & -\frac{1}{10w^3} & \frac{1}{5w^3} & 0 \\ -\frac{5w^3}{1} & -\frac{5w^3}{1} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{5w^3}{1} & \frac{5w^3}{1} & \frac{5w^3}{1} \\ -\frac{70w^3}{1} & \frac{35w^3}{1} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & -\frac{1}{35w^3} & \frac{1}{70w^3} & \frac{1}{35w^3} \\ -\frac{70w^3}{1} & -\frac{35w^3}{2} & \frac{35w^3}{2} & \frac{35w^3}{1} & 0 & -\frac{1}{35w^3} & -\frac{2}{35w^3} & \frac{1}{35w^3} & \frac{1}{70w^3} & 0 \\ -\frac{35w^2}{1} & \frac{35w^2}{1} & \frac{35w^2}{2} & \frac{35w^2}{2} & \frac{35w^2}{2} & \frac{35w^2}{2} & \frac{35w^2}{2} & \frac{35w^2}{1} & \frac{35w^2}{1} & \frac{35w^2}{1} \\ -\frac{35w^2}{1} & -\frac{35w^2}{1} & \frac{35w^2}{2} & \frac{35w^2}{2} & \frac{35w^2}{2} & \frac{35w^2}{2} & \frac{35w^2}{2} & -\frac{35w^2}{1} & \frac{35w^2}{1} & \frac{35w^2}{1} \\ \frac{100w^2}{31} & \frac{50w^2}{1} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{1}{50w^2} & \frac{100w^2}{31} & 0 \\ \frac{210w}{31} & \frac{84w}{11} & -\frac{420w}{1} & \frac{105w}{1} & 0 & \frac{105w}{1} & \frac{420w}{1} & -\frac{84w}{11} & \frac{210w}{31} & 0 \\ \frac{210w}{17} & \frac{105w}{2} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & -\frac{105w}{2} & \frac{210w}{17} & -\frac{105w}{22} \\ \frac{175}{175} & \frac{175}{175} & \frac{25}{25} & \frac{175}{175} & \frac{175}{175} & \frac{175}{175} & \frac{25}{25} & \frac{175}{175} & \frac{175}{175} & \frac{175}{175} \end{pmatrix}$$

$$\begin{array}{ccccccc}
-\frac{1}{5w^3} & \frac{1}{10w^3} & -\frac{1}{10w^3} & \frac{1}{5w^3} & 0 & -\frac{1}{5w^3} & \frac{1}{10w^3} \\
\frac{1}{5w^3} & \frac{1}{5w^3} & -\frac{1}{10w^3} & -\frac{1}{10w^3} & -\frac{1}{10w^3} & -\frac{1}{10w^3} & -\frac{1}{10w^3} \\
\frac{70w^3}{1} & -\frac{35w^3}{1} & -\frac{35w^3}{2} & \frac{35w^3}{1} & \frac{35w^3}{2} & \frac{35w^3}{1} & -\frac{35w^3}{2} \\
-\frac{70w^3}{1} & \frac{35w^3}{2} & -\frac{35w^3}{2} & -\frac{35w^3}{1} & 0 & \frac{35w^3}{1} & \frac{35w^3}{2} \\
-\frac{35w^2}{1} & \frac{35w^2}{1} & \frac{35w^2}{2} & -\frac{35w^2}{2} & -\frac{35w^2}{2} & \frac{35w^2}{2} & \frac{35w^2}{2} \\
-\frac{35w^2}{1} & -\frac{35w^2}{1} & \frac{35w^2}{1} & \frac{35w^2}{1} & \frac{35w^2}{1} & \frac{35w^2}{1} & \frac{35w^2}{1} \\
-\frac{100w^2}{31} & \frac{50w^2}{1} & \frac{25w^2}{31} & \frac{50w^2}{11} & 0 & \frac{50w^2}{11} & -\frac{25w^2}{31} \\
\frac{210w}{31} & \frac{84w}{11} & \frac{420w}{31} & -\frac{105w}{1} & 0 & \frac{105w}{1} & -\frac{420w}{31} \\
-\frac{210w}{17} & \frac{105w}{2} & \frac{420w}{13} & -\frac{84w}{2} & -\frac{420w}{1} & \frac{84w}{2} & \frac{420w}{13} \\
\frac{175}{175} & \frac{175}{175} & -\frac{175}{175} & \frac{175}{175} & \frac{25}{25} & \frac{175}{175} & -\frac{175}{175}
\end{array} \quad (2.7)$$

Решая уравнение (2.6), получаем следующие выражения для g, h, k, m, r, t, s, p и q :

$$\begin{aligned}
g = \frac{1}{10w^3} [z_5 + z_{10} + z_{15} + z_{20} + z_{25} - z_1 - z_6 - z_{11} - z_{16} - z_{21} + \\
+ 2(z_2 + z_7 + z_{12} + z_{17} + z_{22} - z_4 - z_9 - z_{14} - z_{19} - z_{24})], \quad (2.8)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
h = \frac{1}{10w^3} [z_1 + z_2 + z_3 + z_4 + z_5 - z_{21} - z_{22} - z_{23} - z_{24} - z_{25} + \\
+ 2(z_{16} + z_{17} + z_{18} + z_{19} + z_{20} - z_6 - z_7 - z_8 - z_9 - z_{10})], \quad (2.9)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
k = \frac{1}{70w^3} [z_{17} + z_{19} - z_7 - z_9 + 4(z_1 + z_5 + z_{23} - z_3 - z_{21} - z_{25}) + \\
+ 2(z_6 + z_{10} + z_{18} + z_{22} + z_{24} - z_2 - z_4 - z_8 - z_{16} - z_{20})], \quad (2.10)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
m = \frac{1}{70w^3} [z_7 + z_{17} - z_9 - z_{19} + 4(z_5 + z_{11} + z_{25} - z_1 - z_{15} - z_{21}) + \\
+ 2(z_4 + z_6 + z_{12} + z_{16} + z_{24} - z_2 - z_{10} - z_{14} - z_{20} - z_{22})], \quad (2.11)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
r = \frac{1}{35w^2} [2(z_1 + z_5 + z_6 + z_{10} + z_{11} + z_{15} + z_{16} + z_{20} + z_{21} + z_{25}) - \\
- 2(z_3 + z_8 + z_{13} + z_{18} + z_{23}) - z_2 - z_4 - z_7 - z_9 - z_{12} - z_{14} - z_{17} - z_{19} - z_{22} - z_{24}], \quad (2.12)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
t = \frac{1}{35w^2} [2(z_1 + z_2 + z_3 + z_4 + z_5 + z_{21} + z_{22} + z_{23} + z_{24} + z_{25}) - \\
- 2(z_{11} + z_{12} + z_{13} + z_{14} + z_{15}) - z_6 - z_7 - z_8 - z_9 - z_{10} - z_{16} - z_{17} - z_{18} - z_{19} - z_{20}], \quad (2.13)
\end{aligned}$$

$$s = \frac{1}{100w^2} [z_9 + z_{17} - z_7 - z_{19} + 4(z_5 + z_{21} - z_1 - z_{25}) + 2(z_4 + z_{10} + z_{16} + z_{22} - z_2 - z_6 - z_{20} - z_{24})], \quad (2.14)$$

$$p = \frac{1}{420w} \left\{ 44(z_4 + z_{24} - z_2 - z_{22}) + 31[z_1 + z_{21} - z_5 - z_{25} + 2(z_9 + z_{19} - z_7 - z_{17})] + 17[z_{15} - z_{11} + 4(z_{14} - z_{12})] + 5(z_{10} + z_{20} - z_6 - z_{16}) \right\}, \quad (2.15)$$

$$q = \frac{1}{420w} \left\{ 44(z_6 + z_{10} - z_{16} - z_{20}) + 31[z_{21} + z_{25} - z_1 - z_5 + 2(z_7 + z_9 - z_{17} - z_{19})] + 17[z_3 - z_{23} + 4(z_8 - z_{18})] + 5(z_2 + z_4 - z_{22} - z_{24}) \right\}. \quad (2.16)$$

Перемещая скользящее окно 5×5 вдоль ЦМВ, можно рассчитать значения g, h, k, m, r, t, s, p и q и, соответственно, значения локальных характеристик рельефа для всех точек ЦМВ, кроме двух крайних строк и двух крайних столбцов на каждой стороне ЦМВ.

Мы не приводим формулу остаточного члена u полинома (2.1), так как он не используется при расчетах морфометрических характеристик. При выводе формул (2.8–2.16) использовалась программа Maple V Release 5.0 (© Waterloo Maple Inc., 1981–1997).

2.1.3 Тестирование метода

2.1.3.1 Материалы и методы

Нами был проведен анализ точности разработанного метода по критерию средней квадратической ошибки функции измеренных величин [150, 277]. Доказано, что разработанный метод обеспечивает более высокую точность расчета локальных морфометрических характеристик рельефа, чем метод Эванса, который является наиболее точным методом из существующих аналогов. Подробности анализа изложены в п. 2.3.3.1.

Проиллюстрируем работу метода на примере участка междуречья Кумы и Калауса в районе г. Буденновск (рис. 1.3). Нерегулярная ЦМВ участка 133×100 км [272] получена путем оцифровки топографической карты [127] и включает 2571 точку. С помощью интерполяции с использованием триангуляции Делоне и кусочных полиномов второго порядка [173], была получена регулярная ЦМВ с шагом 300 м. Для подавления шума ЦМВ была трижды сглажена с использованием скользящего окна 3×3 . Используя разработанный метод, по сглаженной ЦМВ с шагом 300 м были рассчитаны модели $G, A, k_h, k_v, H, K, k_{min}, k_{max}, K_a, E, K_r, k_{ve}, k_{he}$ и M (рис. 1.4, 1.5). Карты даны в видоизмененной поликонической проекции.

Был проведен сравнительный анализ точности разработанного метода и метода Эванса:

– Для обоих методов были рассчитаны цифровые модели средних квадратических ошибок $G, A, k_h, k_v, H, K, k_{min}, k_{max}, K_a, E, K_r, k_{ve}, k_{he}$ и M . Формулы средних квадратических ошибок приводятся в разд. 2.3.

– По сглаженной ЦМВ были рассчитаны цифровые модели $G, A, k_h, k_v, H, K, k_{min}, k_{max}, K_a, E, K_r, k_{ve}, k_{he}$ и M методом Эванса.

– Для каждого параметра рельефа была вычислена разница между двумя его моделями, рассчитанными методом Эванса и разработанным методом.

– Рисунок карт характеристик рельефа, рассчитанных двумя методами, был проанализирован визуально.

– Было проведено попарное сравнение статистических параметров ЦМР, рассчитанных двумя методами, и анализ статистических параметров их разниц. При этом использовались выборки, включающие по 1376 точек (матрицы 43×32 с шагом 3000 м, выделенные из соответствующих моделей).

Чтобы избежать потери информации о пространственном распределении значений морфометрических характеристик из-за широкого динамического диапазона их значений, при картографировании (рис. 1.5, 2.2, 2.4) было применено их логарифмическое трансформирование по формуле (1.25) при $n = 5$ – как для морфометрических характеристик и разниц их моделей, рассчитанных двумя методами, так и средних квадратических ошибок морфометрических характеристик.

Цифровое моделирование рельефа проведено с помощью программы LandLord (прил. А). Для статистического анализа использовалась программа Statgraphics Plus 3.0 (© Statistical Graphics Corp., 1994–1997).

2.1.3.2 Результаты и обсуждение

Карты средних квадратических ошибок расчета локальных параметров рельефа демонстрируют значительные отличия результатов применения двух методов. В частности, отличается пространственное распределение ошибок (рис. 2.2). При использовании обоих методов ширина динамического диапазона ошибок примерно одинакова. Например, у средней квадратической ошибки горизонтальной кривизны (m_{kh}) она ≈ 5 (рис. 2.2). Но применение разработанного метода ведет к существенному снижению границ этого диапазона: для m_{kh} с (1,9 – 6,9) до (0 – 4,9) (рис. 2.2). Причем меняется статистическое распределение ошибок: при использовании разработанного метода, большая часть значений, например, m_{kh} распределена относительно равномерно в достаточно широком интервале (0 – 1), тогда как при использовании метода Эванса значения m_{kh} концентрируются в узкой полосе ≈ 2 (рис. 2.3).

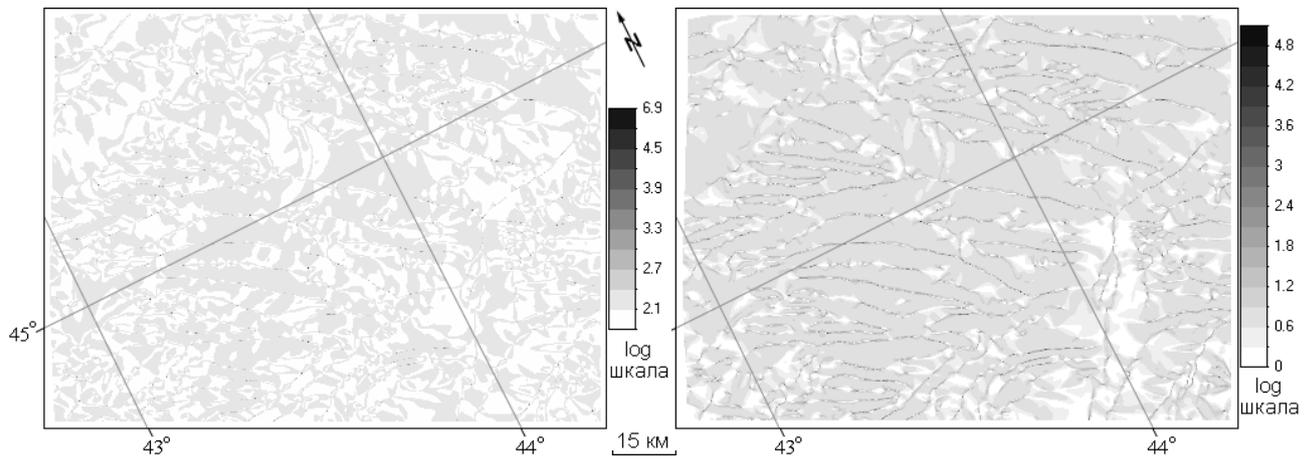


Рисунок 2.2 – Междуречье Кумы и Калауса (рис. 1.3):
 средняя квадратическая ошибка расчета горизонтальной кривизны
 с помощью метода Эванса (слева) и разработанного метода (справа) [150]

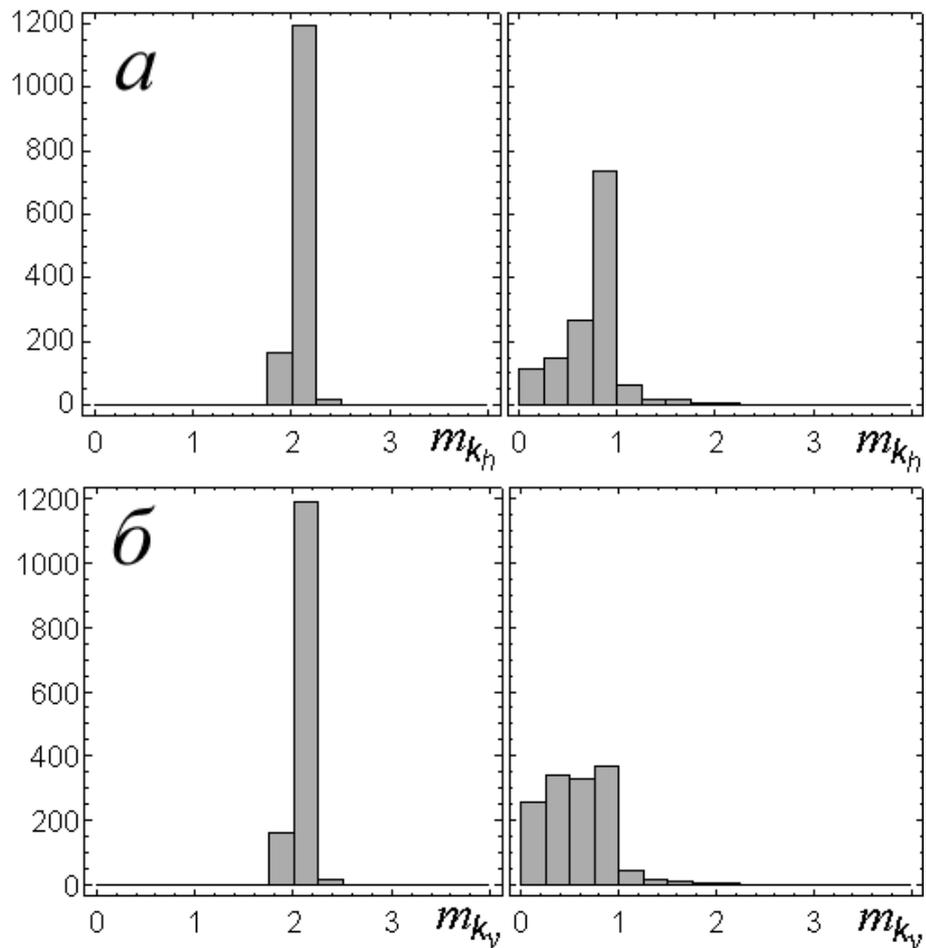


Рисунок 2.3 – Расчет k_h и k_v с помощью метода Эванса (слева) и разработанного метода (справа): *а* – гистограммы средней квадратической ошибки горизонтальной кривизны; *б* – гистограммы средней квадратической ошибки вертикальной кривизны [150].

Значения логарифмически трансформированы

Как и в методе Эванса, в разработанном методе полином (2.1) приближается к значениям высот в точках окна 5×5 , а не проходит через них. Это ведет к локальному подавлению шума (в каждом отдельно взятом окне) и может оптимизировать расчет производных, чувствительных к высокочастотной компоненте сигнала [272] (подразд. 1.2.3).

Ранее высказывались опасения, что вычисления параметров рельефа с использованием полиномов третьего порядка и выше на окнах $n \times n$, при $n > 3$, может приводить к излишней генерализации поверхности [496]. Легко показать, что это не так.

Сравним карты k_h , полученные двумя методами (рис. 2.4). Различия в рисунке карт охватывают небольшие участки с размерами 1–8 пикселей. Это уровень подавления шума, а не генерализации. При расчете k_h по методу Эванса, ее динамический диапазон составляет $(-2,55 - 2,44)$, а с помощью разработанного метода – $(-2,49 - 2,31)$ (рис. 2.4). Изменение динамического диапазона k_h составляет около 4%, что является незначительной величиной.

Гистограммы двух выборок k_h весьма сходны (рис. 2.5а). Большая часть различий между моделями k_h , рассчитанными методом Эванса и разработанным методом (Δk_h), находится в пределах $(-0,1 - 0,1)$ (рис. 2.5б). Это 4% динамического диапазона k_h , рассчитанной по методу Эванса.

Результаты попарного сравнения ЦМР по критерию согласия Колмогорова-Смирнова [36] с 95% достоверностью свидетельствуют об отсутствии статистически значимых различий между цифровыми моделями морфометрических характеристик, рассчитанных двумя методами. Например, для k_h результаты проверки по критерию согласия Колмогорова-Смирнова таковы: $K-S = 0,67$ ($P = 0,77$). Следовательно, разработанный метод обеспечивает дополнительное подавление высокочастотного шума в ЦМВ без излишней генерализации поверхности.

Таким образом, по сравнению с методом Эванса, разработанный метод характеризуется значительно более высокой точностью вычислений и более сильным подавлением высокочастотного шума. Это определяет целесообразность использования разработанного метода в качестве стандартного средства анализа данных в цифровом моделировании рельефа.

Более сильное подавление высокочастотного шума ЦМВ при использовании авторского метода может быть связано с двумя факторами. Во-первых, в разработанном методе использован полином более высокого – третьего – порядка, чем в методе Эванса (полином второго порядка). Во-вторых, в разработанном методе использовано скользящее окно 5×5 , а в методе Эванса – 3×3 . Действительно, увеличение размеров скользящего окна при использовании полинома второго порядка может уменьшить влияние высокочастотного шума и ошибок интерполяции на расчет морфометрических характеристик [177].

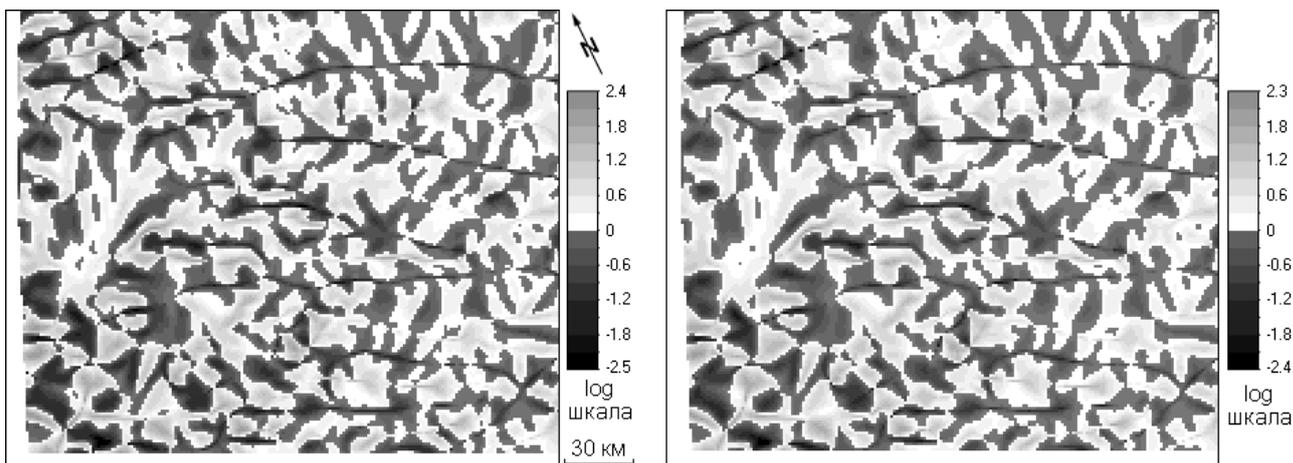


Рисунок 2.4 – Увеличенный левый нижний фрагмент карты k_h , рассчитанной с помощью метода Эванса (слева) и разработанного метода (справа; всю карту см. рис. 1.5а) [150, 277]

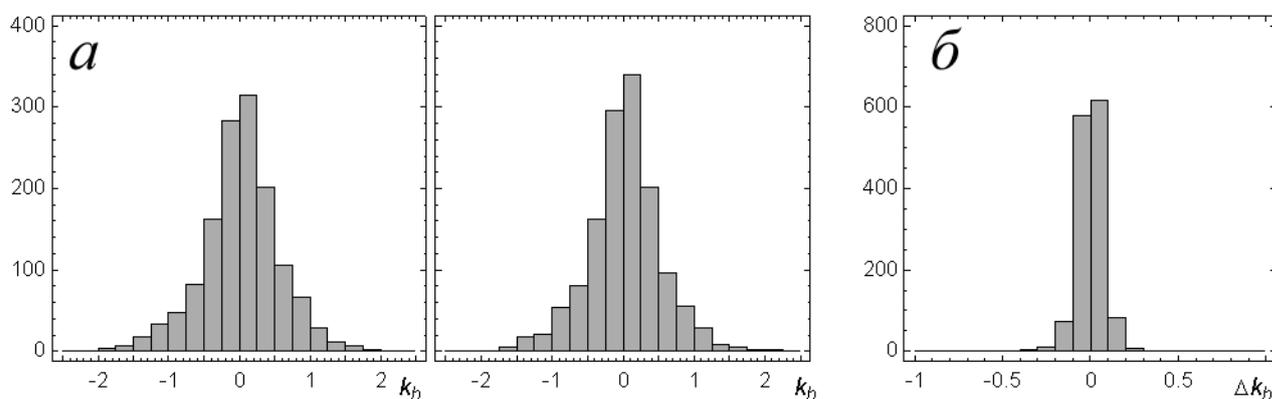


Рисунок 2.5 – Гистограммы [150, 277]: *а* – горизонтальная кривизна, рассчитанная с помощью метода Эванса (слева) и разработанного метода (справа); *б* – разница значений k_h , рассчитанных этими методами. Значения логарифмически трансформированы

Отметим еще два свойства разработанного метода:

– Формулы (2.12–2.16) длиннее, чем соответствующие выражения в методе Эванса (1.18–1.22). Поэтому, разработанный метод работает несколько медленнее. Однако это не критично, учитывая скорость обработки данных в современных компьютерах.

– Так как все функции (частные производные и локальные морфометрические характеристики) рассчитываются для центральной точки скользящего окна, при использовании разработанного метода они не могут быть вычислены для двух крайних строк и двух крайних столбцов на каждой стороне ЦМВ. В методе Эванса функции не могут быть рассчитаны для одной крайней строки и одного крайнего столбца на каждой стороне ЦМВ.

Разработанный метод используется в разд. 3.2, 3.4, 4.1 и 4.2.

2.2 Метод расчета локальных морфометрических характеристик на сетке сфероидических трапеций

2.2.1 Постановка задачи

В настоящее время существует значительное число ЦМВ, которые построены по сеткам сфероидических трапеций с равным угловым шагом по широте и долготе, образуемых точками пересечения параллелей и меридианов (подразд. 1.1.2). К ним относятся национальные ЦМВ многих стран [238, 208 и др.], глобальные ЦМВ Земли GTOPO30, GLOBE, ETOPO2 и SRTM3 [305, 298, 251, 455] и глобальные ЦМВ других небесных тел, например, Марса, Венеры и Луны [288, 505, 442, 447]. Часть из этих ЦМВ имеют относительно высокое разрешение (1" и 3" [455], 0,75" и 3" [208], 2" и 3" [238], ~7" [447]), что позволяет использовать их при решении среднемасштабных почвенных, геологических и планетологических задач. Другие ЦМВ имеют более низкое разрешение (30" [305, 298], 2' [251], ~14", ~28", ~1', ~1,9', 3,75' и 15' [447], 15' [505], 1° [442]), что ограничивает круг их применения мелкомасштабными задачами геологии и планетологии.

Как уже отмечалось, для расчета цифровых моделей локальных морфометрических характеристик обычно используются методы, основанные на аппроксимации частных производных высоты r , t , s , p и q конечными разностями [253, 502, 438, 147, 150, 277] (п. 1.1.4.2, разд. 2.1). Эти методы были разработаны и предназначены для расчета частных производных высоты (и, соответственно, локальных характеристик рельефа) по ЦМВ, заданным на квадратных сетках точек с равным линейным шагом по осям декартовых координат.

Плоская квадратная сетка и сетка сфероидических трапеций имеют принципиально различную геометрию (рис. 1.1б, в). В сетках сфероидических трапеций приблизительно равный линейный шаг по широте и долготе может существовать только на экваторе. Например, пиксел глобальной ЦМВ SRTM [455] с угловым размером 3" × 3" на широте Москвы имеет линейные размеры около 52 × 93 м. Поэтому совершенно очевидно, что методы, предназначенные для расчетов частных производных на плоской квадратной сетке, не могут быть применены для расчета частных производных на сетке сфероидических трапеций. Эту проблему можно обойти путем предварительной интерполяции значений высоты с сетки сфероидических трапеций на квадратную сетку. Однако, во-первых, это дополнительная процедура обработки данных, и, во-вторых, интерполяция всегда вносит ошибки в получаемую ЦМВ [434, 109, 480, 59].

Перед автором стояла задача разработки метода расчета локальных морфометрических величин непосредственно на сетке сфероидических трапеций.

Различные аспекты разработанного метода рассмотрены в двух статьях автора [270, 148].

2.2.2 Вывод формул

Пусть высота задана как $z = f(x, y)$, где x и y – сферические ортогональные координаты. Зададим скользящее окно размером 3×3 с узлами в вершинах четырех смежных сфероидических трапеций (рис. 2.1б). Две трапеции имеют основания a и b и стороны d , а две другие трапеции имеют основания b и c и стороны e . При этом, a , b и c являются линейными длинами дуг параллелей, d и e – линейными длинами дуг меридианов. Для точек скользящего окна $(-c, e, z_1)$, $(0, e, z_2)$, (c, e, z_3) , $(-b, 0, z_4)$, $(0, 0, z_5)$, $(b, 0, z_6)$, $(-a, -d, z_7)$, $(0, -d, z_8)$ и $(a, -d, z_9)$ известны сферические ортогональные координаты и высоты. Допустим, что в пределах скользящего окна можно пренебречь кривизной планеты (размеры скользящего окна меньше 0,1 среднего радиуса планеты).

Чтобы вычислить первые и вторые частные производные высоты r , t , s , p и q (формулы 1.1) в центральной точке окна $(0, 0, z_5)$, приблизим полином (1.17) к скользящему сфероидическому трапецеидальному окну 3×3 с помощью метода наименьших квадратов [193]. Записав полином (1.17) для 9-ти точек скользящего окна, получаем систему 9-ти линейных нормальных уравнений, которая может быть представлена в виде:

$$\alpha = \mathbf{F}\beta, \quad (2.17)$$

где α – матрица значений высот в точках скользящего окна размера 9×1 :

$$\alpha = \begin{pmatrix} z_1 \\ z_2 \\ \vdots \\ z_9 \end{pmatrix}, \quad (2.18)$$

β – матрица неизвестных коэффициентов полинома (1.17) размера 6×1 :

$$\beta = \begin{pmatrix} r \\ t \\ s \\ p \\ q \\ u \end{pmatrix}, \quad (2.19)$$

и \mathbf{F} – матрица известных коэффициентов системы уравнений (2.17) размера 9×6 :

$$\mathbf{F} = \begin{pmatrix} \frac{c^2}{2} & \frac{e^2}{2} & -ce & -c & e & 1 \\ 0 & \frac{e^2}{2} & 0 & 0 & e & 1 \\ \frac{c^2}{2} & \frac{e^2}{2} & ce & c & e & 1 \\ \frac{b^2}{2} & 0 & 0 & -b & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ \frac{b^2}{2} & 0 & 0 & b & 0 & 1 \\ \frac{a^2}{2} & \frac{d^2}{2} & ad & -a & -d & 1 \\ 0 & \frac{d^2}{2} & 0 & 0 & -d & 1 \\ \frac{a^2}{2} & \frac{d^2}{2} & -ad & a & -d & 1 \end{pmatrix}. \quad (2.20)$$

Чтобы найти коэффициенты полинома (1.17), необходимо решить уравнение

$$\boldsymbol{\beta} = (\mathbf{F}^T \mathbf{F})^{-1} \mathbf{F}^T \boldsymbol{\alpha}, \quad (2.21)$$

где \mathbf{F}^T – транспонированная матрица \mathbf{F} , а $(\mathbf{F}^T \mathbf{F})^{-1}$ – обратная матрица $\mathbf{F}^T \mathbf{F}$. С помощью матричных операций находим матрицу $(\mathbf{F}^T \mathbf{F})^{-1} \mathbf{F}^T$ размера 6×9 :

$$(\mathbf{F}^T \mathbf{F})^{-1} \mathbf{F}^T = \|\mathbf{J}_1 \quad \mathbf{J}_2 \quad \mathbf{J}_3 \quad \mathbf{J}_4 \quad \mathbf{J}_5 \quad \mathbf{J}_6 \quad \mathbf{J}_7 \quad \mathbf{J}_8 \quad \mathbf{J}_{10}\|, \quad (2.22)$$

где

$$\mathbf{J}_1 = \begin{pmatrix} \frac{c^2}{a^4 + b^4 + c^4} \\ \frac{2[d(a^4 + b^4 + b^2 c^2) - c^2 e(a^2 - b^2)]}{3de(d+e)(a^4 + b^4 + c^4)} \\ \frac{c[a^2(d+e) + b^2 e]}{2[a^2 c^2 (d+e)^2 + b^2 (a^2 d^2 + c^2 e^2)]} \\ \frac{a^2 cd(d+e)}{2[a^2 c^2 (d+e)^2 + b^2 (a^2 d^2 + c^2 e^2)]} \\ \frac{d^2(a^4 + b^4 + b^2 c^2) + c^2 e^2(a^2 - b^2)}{3de(d+e)(a^4 + b^4 + c^4)} \\ -\frac{b^2 c^2}{3(a^4 + b^4 + c^4)} \end{pmatrix}, \quad (2.23a)$$

$$\mathbf{J}_2 = \left(\begin{array}{c} -\frac{2c^2}{a^4 + b^4 + c^4} \\ \frac{2[d(a^4 + b^4 + 3c^4 - 2b^2c^2) + 2c^2e(a^2 - b^2)]}{3de(d+e)(a^4 + b^4 + c^4)} \\ 0 \\ 0 \\ \frac{d^2(a^4 + b^4 + 3c^4 - 2b^2c^2) - 2c^2e^2(a^2 - b^2)}{3de(d+e)(a^4 + b^4 + c^4)} \\ \frac{2b^2c^2}{3(a^4 + b^4 + c^4)} \end{array} \right), \quad (2.236)$$

$$\mathbf{J}_3 = \left(\begin{array}{c} \frac{c^2}{a^4 + b^4 + c^4} \\ \frac{2[d(a^4 + b^4 + b^2c^2) - c^2e(a^2 - b^2)]}{3de(d+e)(a^4 + b^4 + c^4)} \\ \frac{c[a^2(d+e) + b^2e]}{2[a^2c^2(d+e)^2 + b^2(a^2d^2 + c^2e^2)]} \\ \frac{a^2cd(d+e)}{2[a^2c^2(d+e)^2 + b^2(a^2d^2 + c^2e^2)]} \\ \frac{d^2(a^4 + b^4 + b^2c^2) + c^2e^2(a^2 - b^2)}{3de(d+e)(a^4 + b^4 + c^4)} \\ -\frac{b^2c^2}{3(a^4 + b^4 + c^4)} \end{array} \right), \quad (2.23B)$$

$$\mathbf{J}_4 = \left(\begin{array}{c} \frac{b^2}{a^4 + b^4 + c^4} \\ - \frac{2[d(a^4 + c^4 + b^2c^2) + e(a^4 + c^4 + a^2b^2)]}{3de(d+e)(a^4 + b^4 + c^4)} \\ - \frac{b(a^2d - c^2e)}{2[a^2c^2(d+e)^2 + b^2(a^2d^2 + c^2e^2)]} \\ - \frac{b(a^2d^2 + c^2e^2)}{2[a^2c^2(d+e)^2 + b^2(a^2d^2 + c^2e^2)]} \\ - \frac{d^2(a^4 + c^4 + b^2c^2) - e^2(a^4 + c^4 + a^2b^2)}{3de(d+e)(a^4 + b^4 + c^4)} \\ \frac{a^4 + c^4}{3(a^4 + b^4 + c^4)} \end{array} \right), \quad (2.23\Gamma)$$

$$\mathbf{J}_5 = \left(\begin{array}{c} - \frac{2b^2}{a^4 + b^4 + c^4} \\ - \frac{2[(a^4 + 3b^4 + c^4)(d+e) - 2b^2(a^2e + c^2d)]}{3de(d+e)(a^4 + b^4 + c^4)} \\ 0 \\ 0 \\ \frac{(a^4 + 3b^4 + c^4)(d^2 - e^2) + 2b^2(a^2e^2 - c^2d^2)}{3de(d+e)(a^4 + b^4 + c^4)} \\ \frac{a^4 + 3b^4 + c^4}{3(a^4 + b^4 + c^4)} \end{array} \right), \quad (2.23\Delta)$$

$$\mathbf{J}_6 = \left(\begin{array}{c} \frac{b^2}{a^4 + b^4 + c^4} \\ \frac{2[d(a^4 + c^4 + b^2c^2) + e(a^4 + c^4 + a^2b^2)]}{3de(d+e)(a^4 + b^4 + c^4)} \\ \frac{b(a^2d - c^2e)}{2[a^2c^2(d+e)^2 + b^2(a^2d^2 + c^2e^2)]} \\ \frac{b(a^2d^2 + c^2e^2)}{2[a^2c^2(d+e)^2 + b^2(a^2d^2 + c^2e^2)]} \\ \frac{d^2(a^4 + c^4 + b^2c^2) - e^2(a^4 + c^4 + a^2b^2)}{3de(d+e)(a^4 + b^4 + c^4)} \\ \frac{a^4 + c^4}{3(a^4 + b^4 + c^4)} \end{array} \right), \quad (2.23e)$$

$$\mathbf{J}_7 = \left(\begin{array}{c} \frac{a^2}{a^4 + b^4 + c^4} \\ \frac{2[e(b^4 + c^4 + a^2b^2) + a^2d(b^2 - c^2)]}{3de(d+e)(a^4 + b^4 + c^4)} \\ \frac{a[c^2(d+e) + b^2d]}{2[a^2c^2(d+e)^2 + b^2(a^2d^2 + c^2e^2)]} \\ \frac{ac^2e(d+e)}{2[a^2c^2(d+e)^2 + b^2(a^2d^2 + c^2e^2)]} \\ \frac{e^2(b^4 + c^4 + a^2b^2) - a^2d^2(b^2 - c^2)}{3de(d+e)(a^4 + b^4 + c^4)} \\ \frac{a^2b^2}{3(a^4 + b^4 + c^4)} \end{array} \right), \quad (2.23ж)$$

$$\mathbf{J}_8 = \left(\begin{array}{c} -\frac{2a^2}{a^4 + b^4 + c^4} \\ \frac{2[e(3a^4 + b^4 + c^4 - 2a^2b^2) - 2a^2d(b^2 - c^2)]}{3de(d+e)(a^4 + b^4 + c^4)} \\ 0 \\ 0 \\ \frac{e^2(3a^4 + b^4 + c^4 - 2a^2b^2) + 2a^2d^2(b^2 - c^2)}{3de(d+e)(a^4 + b^4 + c^4)} \\ \frac{2a^2b^2}{3(a^4 + b^4 + c^4)} \end{array} \right), \quad (2.23з)$$

$$\mathbf{J}_9 = \left(\begin{array}{c} \frac{a^2}{a^4 + b^4 + c^4} \\ \frac{2[e(b^4 + c^4 + a^2b^2) + a^2d(b^2 - c^2)]}{3de(d+e)(a^4 + b^4 + c^4)} \\ -\frac{a[c^2(d+e) + b^2d]}{2[a^2c^2(d+e)^2 + b^2(a^2d^2 + c^2e^2)]} \\ \frac{ac^2e(d+e)}{2[a^2c^2(d+e)^2 + b^2(a^2d^2 + c^2e^2)]} \\ -\frac{e^2(b^4 + c^4 + a^2b^2) - a^2d^2(b^2 - c^2)}{3de(d+e)(a^4 + b^4 + c^4)} \\ -\frac{a^2b^2}{3(a^4 + b^4 + c^4)} \end{array} \right). \quad (2.23и)$$

Решая уравнение (2.21), получаем следующие выражения для r , t , s , p и q :

$$r = \frac{c^2(z_1 + z_3 - 2z_2) + b^2(z_4 + z_6 - 2z_5) + a^2(z_7 + z_9 - 2z_8)}{a^4 + b^4 + c^4}, \quad (2.24)$$

$$\begin{aligned}
t = & \frac{2}{3de(d+e)(a^4+b^4+c^4)} \times \left\{ \left[d(a^4+b^4+b^2c^2) - c^2e(a^2-b^2) \right] (z_1+z_3) - \right. \\
& - \left[d(a^4+c^4+b^2c^2) + e(a^4+c^4+a^2b^2) \right] (z_4+z_6) + \\
& + \left[e(b^4+c^4+a^2b^2) + a^2d(b^2-c^2) \right] (z_7+z_9) + \\
& + d \left[b^4(z_2-3z_5) + c^4(3z_2-z_5) + (a^4-2b^2c^2)(z_2-z_5) \right] + \\
& + e \left[a^4(3z_8-z_5) + b^4(z_8-3z_5) + (c^4-2a^2b^2)(z_8-z_5) \right] - \\
& \left. - 2 \left[a^2d(b^2-c^2)z_8 - c^2e(a^2-b^2)z_2 \right] \right\}, \quad (2.25)
\end{aligned}$$

$$s = \frac{c \left[a^2(d+e) + b^2e \right] (z_3-z_1) - b \left(a^2d - c^2e \right) (z_4-z_6) + a \left[c^2(d+e) + b^2d \right] (z_7-z_9)}{2 \left[a^2c^2(d+e)^2 + b^2(a^2d^2 + c^2e^2) \right]}, \quad (2.26)$$

$$p = \frac{a^2cd(d+e)(z_3-z_1) + b(a^2d^2 + c^2e^2)(z_6-z_4) + ac^2e(d+e)(z_9-z_7)}{2 \left[a^2c^2(d+e)^2 + b^2(a^2d^2 + c^2e^2) \right]}, \quad (2.27)$$

$$\begin{aligned}
q = & \frac{1}{3de(d+e)(a^4+b^4+c^4)} \times \left\{ \left[d^2(a^4+b^4+b^2c^2) + c^2e^2(a^2-b^2) \right] (z_1+z_3) - \right. \\
& - \left[d^2(a^4+c^4+b^2c^2) - e^2(a^4+c^4+a^2b^2) \right] (z_4+z_6) - \\
& - \left[e^2(b^4+c^4+a^2b^2) - a^2d^2(b^2-c^2) \right] (z_7+z_9) + \\
& + d^2 \left[b^4(z_2-3z_5) + c^4(3z_2-z_5) + (a^4-2b^2c^2)(z_2-z_5) \right] + \\
& + e^2 \left[a^4(z_5-3z_8) + b^4(3z_5-z_8) + (c^4-2a^2b^2)(z_5-z_8) \right] - \\
& \left. - 2 \left[a^2d^2(b^2-c^2)z_8 + c^2e^2(a^2-b^2)z_2 \right] \right\}. \quad (2.28)
\end{aligned}$$

Перемещая сфероидическое трапецеидальное окно 3×3 вдоль ЦМВ, можно рассчитать значения r , t , s , p и q и, соответственно, значения локальных характеристик рельефа для всех точек ЦМВ, кроме одной крайней строки и одного крайнего столбца на каждой стороне ЦМВ. Если обрабатывается виртуально замкнутая глобальная сфероидическая ЦМВ, можно

рассчитать значения морфометрических характеристик для всех ее точек (см. примеры в разд. 4.3).

Мы не приводим формулу остаточного члена u полинома (1.17), так как он не используется при расчетах локальных морфометрических характеристик. При выводе формул (2.24–2.28) использовалась программа Maple V Release 5.0 (© Waterloo Maple Inc., 1981–1997).

2.2.3 Расчет размеров элементов скользящего окна

Величины a , b , c , d и e меняются в зависимости от широты. Так как географические координаты всех точек сетки сфероидических трапеций известны, то a , b , c , d и e легко вычисляются по известным формулам со средними аргументами для решения обратной геодезической задачи при малых расстояниях [76, с. 178–179]: расстояние L (м) между двумя точками (φ_1, λ_1) и (φ_2, λ_2) , где φ – широта, λ – долгота, равно

$$L = \sqrt{Q^2 + P^2}, \quad (2.29)$$

где

$$Q = \Theta M_m \left[1 - (E'^2 - 2\eta_m^2) \frac{\Theta^2}{8} - (1 + \eta_m^2) \frac{(\Lambda \cos \varphi_m)^2}{12} - \frac{(\Lambda \sin \varphi_m)^2}{8} \right], \quad (2.30)$$

$$P = \Lambda \cos \varphi_m N_m \left[1 + (1 - 9E'^2 + 8\eta_m^2) \frac{\Theta^2}{24} - \frac{(\Lambda \sin \varphi_m)^2}{24} \right], \quad (2.31)$$

где

$$\Theta = \varphi_2 - \varphi_1 \text{ (рад)}, \quad (2.32)$$

$$\Lambda = \lambda_2 - \lambda_1 \text{ (рад)}, \quad (2.33)$$

$$\varphi_m = \frac{1}{2}(\varphi_1 + \varphi_2), \quad (2.34)$$

$$E' = \frac{\sqrt{A^2 - B^2}}{B}, \quad (2.35)$$

где E' – второй эксцентриситет, A и B – большая и малая полуоси эллипсоида вращения, соответственно,

$$\eta_m^2 = E'^2 \cos^2 \varphi_m, \quad (2.36)$$

$$N_m = \frac{C}{\sqrt{1 + \eta_m^2}}, \quad (2.37)$$

$$C = \frac{A^2}{B}, \quad (2.38)$$

$$M_m = \frac{N_m}{1 + \eta_m^2}. \quad (2.39)$$

Аналогично определяются размеры элементов скользящего окна и веса точек при сглаживании ЦМВ.

При расчетах нелокальных морфометрических характеристик (п. 1.1.5.1) одним из параметров является площадь пиксела Π . Например, CA в данном пикселе равна суммарной площади пикселей, через которые прошли линии тока, пришедшие в данный пиксел. В случае сетки сфероидических трапеций Π зависит от широты и рассчитывается по известной формуле [76, с. 34]:

$$\Pi = B^2(\lambda_2 - \lambda_1) \left| \sin \varphi + \frac{2}{3} E^2 \sin^3 \varphi + \frac{3}{5} E^4 \sin^5 \varphi + \frac{4}{7} E^6 \sin^7 \varphi + \dots \right|_{\varphi_1}^{\varphi_2}, \quad (2.40)$$

где E – первый эксцентриситет:

$$E = \frac{\sqrt{A^2 - B^2}}{A}. \quad (2.41)$$

2.2.4 Обсуждение

Как и в методе Эванса (п. 1.1.4.2), в разработанном методе полином (1.17) приближается к значениям высот в точках окна 3×3 , а не проходит через них. Это ведет к локальному подавлению шума и может оптимизировать расчет частных производных, чувствительных к высокочастотной компоненте сигнала [272] (подразд. 1.2.3). Точность метода по критерию средней квадратической ошибки функции измеренных величин [270, 146] анализируется в п. 2.3.3.2.

Многие растровые операции, предусматривающие дифференцирование данных, применяются для анализа моделей различных геофизических характеристик, заданных на сетках сфероидических трапеций. Например, А.Ф.Грачев с соавт. [32] изучали градиенты и кривизны «поверхности» скорости новейших вертикальных тектонических движений. Разработанный метод открывает возможности применения таких процедур непосредственно на сетках сфероидических трапеций, без предварительной интерполяции данных на квадратную сетку.

Разработанный метод систематически применялся при проведении средне- и мелко-масштабных почвенных [280, 279], геологических [142, 300, 275, 30] и планетологических [276, 148] исследований. Эти работы показали его эффективность для расчета морфометрических характеристик на сетках сфероидических трапеций. См. использование разработанного метода в разд. 4.3 и подразд. 1.3.2 и 1.3.3.

2.3 Метод оценки точности расчета локальных морфометрических характеристик

2.3.1 Постановка задачи

Ошибки цифровых моделей характеристик рельефа влияют на точность и объективность результатов исследований и моделирования природных процессов с использованием ЦМР (разд. 1.2). Поэтому вполне закономерно внимание, уделяемое изучению различных аспектов точности ЦМР [265]. Тем не менее, точность расчета цифровых моделей локальных морфометрических характеристик изучена явно недостаточно. В большинстве работ выводы о точности расчета локальных характеристик рельефа делаются на основе сравнения их вычисленных и «эталонных» значений. В качестве «эталонных» выступали ручные измерения G и A по топографической карте [254, 443], полевые измерения G , A и k_v [198, 297], вычисленные значения морфометрических характеристик по «эталонным» ЦМВ реальных [216, 431] и модельных [214, 261, 316, 503] участков.

Однако точность цифровых моделей локальных морфометрических характеристик не может быть определена путем сравнения вычисленных и «эталонных» значений. Действительно, хорошо известно, что точность измерения характеризуется отклонениями результатов измерения от истинного значения измеренной величины. Но реальная поверхность планеты не является гладкой с математической точки зрения. Поэтому, она не может иметь частных производных и, следовательно, локальных морфометрических характеристик, которые есть функции частных производных высоты (п. 1.1.4.1). Сами понятия производных применительно к поверхности планеты возникают лишь в процессе ее измерения [161]. Следовательно, раз нет истинных значений локальных характеристик рельефа, то и точность их расчета нельзя определить путем сравнения вычисленных и «эталонных» значений.

Более того, такой подход к определению точности вычислений может приводить к артефактам и вносить путаницу в интерпретацию результатов. Например, сообщалось, что ошибки расчета A приурочены преимущественно к выположенным участкам [216, 214], а ошибки G — к крутым склонам [216, 431, 198]. Но J.R.Carter [214] выявил тенденцию увеличения ошибки G и A на выположенных участках. В то же время, F.W.Davis и J.Dozier [230] нашли, что ошибки G и A приурочены к областям резкого изменения G и A (например, на водоразделах и тальвегах). Другой пример: известно, что точность карт G , A , k_h и k_v зависит от w [254]. Например, при увеличении w небольшие участки с высокими значениями G трансформируются в обширные зоны с умеренными значениями G . Сообщалось, что ошибки вычисления G и A возрастают с увеличением w [216]. В то же время, J.R.Carter [214] получил обратный результат: при увеличении w , вычисляемые значения G и A приближались к их «эталонным» значениям.

Таким образом, точность расчета локальных морфометрических характеристик не мо-

жет быть адекватно оценена путем сравнения вычисленных и «эталонных» значений. При этом очевидно, что она определяется преимущественно точностью исходных данных – ЦМВ – и точностью метода вычисления. Поэтому внимание должно уделяться этим двум главным факторам возникновения ошибок в ЦМР. Так, экспериментально было доказано, что ошибки значений G возрастают с увеличением средней квадратической ошибки ЦМВ (m_z) [261]. D.G.Brown и T.J.Bara [200], а также P.T.Giles и S.E.Franklin [297] обратили внимание, что при вычислениях частных производных высоты ошибки возрастают по мере роста шума в ЦМВ. A.K.Skidmore [443] и M.E.Hodgson [316] провели сравнительный анализ различных методов расчета G и A , то есть вычисления p и q (п. 1.1.4.1). A.K.Skidmore [443] нашел, что методы расчета p и q с использованием значений высот в 6-ти точках скользящего окна 3×3 более точны, чем методы с использованием только 4-х значений высот. В то же время, M.E.Hodgson [316] аргументировал, что 4-точечный алгоритм точнее, чем 6-точечный. Ясность в этих противоречивых результатах отсутствует по той причине, что работы [443, 316] проводились с использованием сравнительного анализа вычисленных и «эталонных» значений морфометрических характеристик (неадекватность подхода аргументирована выше).

При этом, совершенно очевидно, что локальные морфометрические характеристики являются функциями измеренных величин $F = \varphi(x, y, \dots, u)$, где x, y, \dots, u – измеренные аргументы. Г.А.Курякова [62] предложила использовать для оценки точности расчета локальных морфометрических показателей критерий средней квадратической ошибки функции измеренных величин m_F [20, с. 129]:

$$m_F = \sqrt{\left(\frac{\partial F}{\partial x}\right)_0^2 m_x^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial y}\right)_0^2 m_y^2 + \dots + \left(\frac{\partial F}{\partial u}\right)_0^2 m_u^2} \quad (2.42)$$

где m_x, m_y, \dots, m_u – средние квадратические ошибки измерений x, y, \dots, u .

Перед автором стояла задача разработки метода оценки точности расчета локальных морфометрических характеристик по критерию средней квадратической ошибки функции измеренных величин как наиболее корректному подходу к оценке точности ЦМР. Метод должен был удовлетворять двум условиям:

- Возможность использования для оценки точности ЦМР, рассчитанных как на квадратной сетке, так и на сетке сфероидических трапеций;
- Наглядность, т.е. возможность построения карты пространственного распределения средней квадратической ошибки расчета ЦМР для каждой конкретной модели.

Различные аспекты разработанного метода рассмотрены в статьях автора [268, 270, 146, 277, 150].

2.3.2 Вывод формул средних квадратических ошибок расчета локальных морфометрических характеристик

Определим по формуле (2.42) средние квадратические ошибки расчета локальных морфометрических параметров (формулы 1.2–1.15). Функциями измеренных величин являются G , A , k_h , k_v , K , k_{min} , k_{max} , H , E , K_a , M , K_r , k_{ve} и k_{he} , а измеренными аргументами – p , q , r , s и t . Дифференцирование, алгебраические преобразования и подстановки опускаем. В результате получаем следующие выражения:

$$m_G = \sqrt{\left(\frac{\partial G}{\partial p}\right)_0^2 m_p^2 + \left(\frac{\partial G}{\partial q}\right)_0^2 m_q^2} = \dots = \frac{1}{(1+p^2+q^2)} \sqrt{\frac{p^2 m_p^2 + q^2 m_q^2}{p^2 + q^2}}, \quad (2.43)$$

$$m_A = \sqrt{\left(\frac{\partial A}{\partial p}\right)_0^2 m_p^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial q}\right)_0^2 m_q^2} = \dots = \frac{1}{(p^2 + q^2)} \sqrt{q^2 m_p^2 + p^2 m_q^2}, \quad (2.44)$$

$$\begin{aligned} m_{k_h} &= \sqrt{\left(\frac{\partial k_h}{\partial r}\right)_0^2 m_r^2 + \left(\frac{\partial k_h}{\partial t}\right)_0^2 m_t^2 + \left(\frac{\partial k_h}{\partial s}\right)_0^2 m_s^2 + \left(\frac{\partial k_h}{\partial p}\right)_0^2 m_p^2 + \left(\frac{\partial k_h}{\partial q}\right)_0^2 m_q^2} = \dots \\ &\dots = \frac{1}{p^2 + q^2} \left\{ \frac{1}{1+p^2+q^2} \left[m_p^2 \left[p(q^2 r - 2pqs + p^2 t) \left(\frac{2}{p^2 + q^2} + \frac{1}{1+p^2+q^2} \right) + 2(qs - pt) \right]^2 + \right. \right. \\ &\quad \left. \left. + m_q^2 \left[q(q^2 r - 2pqs + p^2 t) \left(\frac{2}{p^2 + q^2} + \frac{1}{1+p^2+q^2} \right) + 2(ps - qr) \right]^2 + \right. \right. \\ &\quad \left. \left. + m_r^2 q^4 + 4m_s^2 p^2 q^2 + m_t^2 p^4 \right] \right\}^{\frac{1}{2}}, \quad (2.45) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} m_{k_v} &= \sqrt{\left(\frac{\partial k_v}{\partial r}\right)_0^2 m_r^2 + \left(\frac{\partial k_v}{\partial t}\right)_0^2 m_t^2 + \left(\frac{\partial k_v}{\partial s}\right)_0^2 m_s^2 + \left(\frac{\partial k_v}{\partial p}\right)_0^2 m_p^2 + \left(\frac{\partial k_v}{\partial q}\right)_0^2 m_q^2} = \dots \\ &\dots = \frac{1}{(p^2 + q^2)(1+p^2+q^2)} \times \\ &\times \left\{ \frac{1}{1+p^2+q^2} \left[m_p^2 \left[p(p^2 r + 2pqs + q^2 t) \left(\frac{2}{p^2 + q^2} + \frac{3}{1+p^2+q^2} \right) - 2(pr + qs) \right]^2 + \right. \right. \\ &\quad \left. \left. + m_q^2 \left[q(p^2 r + 2pqs + q^2 t) \left(\frac{2}{p^2 + q^2} + \frac{3}{1+p^2+q^2} \right) - 2(ps + qt) \right]^2 + \right. \right. \\ &\quad \left. \left. + m_r^2 p^4 + 4m_s^2 p^2 q^2 + m_t^2 q^4 \right] \right\}^{\frac{1}{2}}, \quad (2.46) \end{aligned}$$

где m_p, m_q, m_r, m_s и m_t – средние квадратические ошибки вычисления p, q, r, s и t , соответственно, а m_G, m_A, m_{kh} и m_{kv} – средние квадратические ошибки вычисления G, A, k_h и k_v , соответственно. Аналогично получаем выражения для остальных локальных параметров рельефа:

$$m_K = \frac{\sqrt{16(p^2 m_p^2 + q^2 m_q^2)(rt - s^2)^2 + (r^2 m_r^2 + 4s^2 m_s^2 + t^2 m_t^2)(1 + p^2 + q^2)^2}}{(1 + p^2 + q^2)^3}, \quad (2.47)$$

$$m_{k_{\max}} = m_{k_{\min}} = \sqrt{m_H^2 + m_M^2}, \quad (2.48)$$

$$m_H = m_E = \frac{1}{2} \sqrt{m_{k_h}^2 + m_{k_v}^2}, \quad (2.49)$$

$$m_{K_a} = \sqrt{k_v^2 m_{k_h}^2 + k_h^2 m_{k_v}^2}, \quad (2.50)$$

$$m_M = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{4H^2 m_H^2 + m_K^2}{H^2 - K}}, \quad (2.51)$$

$$m_{K_r} = \sqrt{k_{ve}^2 m_{k_{he}}^2 + k_{he}^2 m_{k_{ve}}^2}, \quad (2.52)$$

$$m_{k_{he}} = \sqrt{m_{k_h}^2 + m_{k_{\min}}^2}, \quad (2.53)$$

$$m_{k_{ve}} = \sqrt{m_{k_v}^2 + m_{k_{\min}}^2}, \quad (2.54)$$

где $m_K, m_{k_{\min}}, m_{k_{\max}}, m_H, m_E, m_{K_a}, m_M, m_{K_r}, m_{k_{ve}}$ и $m_{k_{he}}$ – средние квадратические ошибки вычисления $K, k_{\min}, k_{\max}, H, E, K_a, M, K_r, k_{ve}$ и k_{he} , соответственно.

В несколько ином виде, формула (2.44) была ранее выведена Г.А.Куряковой [62, с. 42].

2.3.3 Вывод формул средних квадратических ошибок расчета частных производных высоты

Как следует из формул (2.43–2.54), для получения цифровой модели m_F необходимо вычислить p, q, r, s и t , а также m_p, m_q, m_r, m_s и m_t . Расчет p, q, r, s и t основан на аппроксимации частных производных конечными разностями для центральной точки скользящего окна 3×3 или 5×5 , перемещаемого по ЦМВ (п. 1.1.4.2, разд. 2.1, 2.2). p, q, r, s и t являются функциями измеренных аргументов – значений высоты в точках скользящего окна z_i , где $i = 1, 2 \dots 9$ для метода Эванса (п. 1.1.4.2) и авторского метода расчета частных производных на сетке сфероидических трапеций (разд. 2.2); $i = 1, 2 \dots 25$ для авторского метода расчета частных производных на квадратной сетке (разд. 2.1). Поэтому, m_p, m_q, m_r, m_s и m_t определяются по формуле средней квадратической ошибки функции измеренных величин (2.42).

2.3.3.1 Расчет частных производных на квадратной сетке

Используя формулу (2.42), выведем формулы средних квадратических ошибок вычисления p , q , r , s и t для метода Эванса (формулы 1.18–1.22) и g , h , k , m , r , t , s , p и q для авторского метода (формулы 2.8–2.16).

Для метода Эванса, в частности, получаем:

$$m_r = \sqrt{\left(\frac{\partial r}{\partial z_1}\right)_0^2 m_{z_1}^2 + \left(\frac{\partial r}{\partial z_2}\right)_0^2 m_{z_2}^2 + \dots + \left(\frac{\partial r}{\partial z_9}\right)_0^2 m_{z_9}^2} \quad (2.55)$$

где $m_{z_1}, m_{z_2}, \dots, m_{z_9}$ – средние квадратические ошибки измерения z_1, z_2, \dots, z_9 . Строго говоря, $m_{z_i} = \psi(x, y)$, зависит от типа рельефа, методов составления и интерполяции ЦМВ [324]. Известны формулы для оценки m_z , в которых m_z является функцией G [360]. Однако использование этого подхода некорректно, так как точность вычислений G тоже зависит от m_z [261, 268]. В то же время, Z.Li [360] показал, что для ЦМВ, полученной в результате оцифровки горизонталей, можно принять

$$m_{z_i} = \text{const} = B \cdot h \quad (2.56)$$

где h – высота сечения рельефа, а $B = (0,16 - 0,33)$ и зависит от типа рельефа и использования в ЦМВ дополнительных данных о структурных линиях. Поэтому, допустимо принять $m_{z_1} = m_{z_2} = \dots = m_{z_9} = m_z$. После подстановки в (2.55), получаем:

$$m_r = m_z \sqrt{\left(\frac{\partial r}{\partial z_1}\right)_0^2 + \left(\frac{\partial r}{\partial z_2}\right)_0^2 + \left(\frac{\partial r}{\partial z_3}\right)_0^2 + \dots + \left(\frac{\partial r}{\partial z_9}\right)_0^2}. \quad (2.57)$$

После дифференцирования и элементарных алгебраических преобразований, получаем искомые выражения m_r , m_t , m_s , m_p и m_q для метода Эванса (табл. 2.1). Для авторского метода аналогично выводятся формулы m_r , m_t , m_s , m_p и m_q , а также m_g , m_h , m_k и m_m (средние квадратические ошибки расчета g , h , k и m , соответственно) (табл. 2.1).

Из полученных формул (табл. 2.1) следует, что средние квадратические ошибки расчета частных производных высоты прямо пропорциональны средней квадратической ошибке высоты (m_z) и обратно пропорциональны w (для m_p и m_q), w^2 (для m_r , m_t и m_s) и w^3 (для m_g , m_h , m_k и m_m). Таким образом, третьи частные производные наиболее чувствительны, а первые частные производные – наименее чувствительны к величине шага сетки ЦМВ.

Таблица 2.1 – Средние квадратические ошибки частных производных высоты при расчете методом Эванса авторским методом (разд. 2.1)

Средняя квадратическая ошибка	Метод Эванса	Авторский метод
m_p и m_q	$\frac{m_z}{\sqrt{6}w}$	$\sqrt{\frac{527}{70}} \frac{m_z}{6w}$
m_r и m_t	$\frac{\sqrt{2}m_z}{w^2}$	$\sqrt{\frac{2}{35}} \frac{m_z}{w^2}$
m_s	$\frac{m_z}{2w^2}$	$\frac{m_z}{10w^2}$
m_g и m_h	–	$\frac{m_z}{\sqrt{2}w^3}$
m_k и m_m	–	$\frac{m_z}{\sqrt{35}w^3}$

Ранее нами было доказано, что метод Эванса является наиболее точным среди аналогов, основанных на аппроксимации частных производных высоты конечными разностями на 9-точечном квадратном шаблоне [268]. Сравним точность расчета частных производных высоты методом Эванса с авторским методом.

Из полученных формул m_r , m_t , m_s , m_p и m_q (табл. 2.1) следует, что при равных m_z и w , применение авторского метода ведет к существенно меньшим значениям m_r , m_t и m_s , по сравнению с методом Эванса. Действительно, m_r и m_t у авторского метода почти в 6 раз меньше, а m_s – в 5 раз меньше, чем у метода Эванса. При этом m_p и m_q у авторского метода лишь на 10% больше, чем у метода Эванса. Это означает, что авторский метод обеспечивает более высокую точность расчета кривизн поверхности, чем метод Эванса.

2.3.3.2 Расчет частных производных на сетке сфероидических трапеций

Аналогично выведем формулы m_p , m_q , m_r , m_s и m_t для расчета частных производных высоты на сетке сфероидических трапеций (формулы 2.24–2.28):

$$m_p = m_z \sqrt{\frac{a^2 d^2 + c^2 e^2}{2[a^2 c^2 (d + e)^2 + b^2 (a^2 d^2 + c^2 e^2)]}}, \quad (2.58)$$

$$\begin{aligned}
m_q = & \frac{m_z}{3de(d+e)(a^4+b^4+c^4)} \times \\
& \times \left(2 \left[d^2(a^4+b^4+b^2c^2) + c^2e^2(a^2-b^2) \right]^2 + \left[e^2(a^4+c^4+a^2b^2) - d^2(a^4+c^4+b^2c^2) \right]^2 + \right. \\
& + \left[e^2(b^4+c^4+a^2b^2) + a^2d^2(c^2-b^2) \right]^2 \left. \right\} + \left[d^2(a^4+b^4+3c^4-2b^2c^2) + 2c^2e^2(b^2-a^2) \right]^2 + \\
& + \left[e^2(a^4+3b^4+c^4-2a^2b^2) - d^2(a^4+3b^4+c^4-2b^2c^2) \right]^2 + \\
& + \left[2a^2d^2(c^2-b^2) - e^2(3a^4+b^4+c^4-2a^2b^2) \right]^2 \Big)^{\frac{1}{2}}, \quad (2.59)
\end{aligned}$$

$$m_r = m_z \sqrt{\frac{6}{a^4+b^4+c^4}}, \quad (2.60)$$

$$m_s = m_z \frac{\sqrt{c^2[a^2(d+e)+b^2e]^2 + b^2(a^2d-c^2e)^2 + a^2[c^2(d+e)+b^2d]^2}}{\sqrt{2}[a^2c^2(d+e)^2 + b^2(a^2d^2+c^2e^2)]}, \quad (2.61)$$

$$\begin{aligned}
m_t = & \frac{2m_z}{3de(d+e)(a^4+b^4+c^4)} \times \\
& \times \left(2 \left[d(a^4+b^4+b^2c^2) + c^2e(b^2-a^2) \right]^2 + \left[d(a^4+c^4+b^2c^2) + e(a^4+c^4+a^2b^2) \right]^2 + \right. \\
& + \left[e(b^4+c^4+a^2b^2) + a^2d(b^2-c^2) \right]^2 \left. \right\} + \left[d(a^4+b^4+3c^4-2b^2c^2) + 2c^2e(a^2-b^2) \right]^2 + \\
& + \left[d(a^4+3b^4+c^4-2b^2c^2) + e(a^4+3b^4+c^4-2a^2b^2) \right]^2 + \\
& + \left[e(3a^4+b^4+c^4-2a^2b^2) + 2a^2d(c^2-b^2) \right]^2 \Big)^{\frac{1}{2}}, \quad (2.62)
\end{aligned}$$

где a , b , c , d и e – линейные размеры элементов сфероидического трапецеидального скользящего окна (рис. 2.1б).

При выводе формул (2.43–2.47, 2.58–2.62, табл. 2.1) использовалась программа Maple V Release 5.0 (© Waterloo Maple Inc., 1981–1997).

2.3.4 Карты средних квадратических ошибок расчета локальных морфометрических характеристик

Удобным и наглядным способом отображения информации об ошибках пространственно распределенных данных является ее картографирование [313, 349, 324]. Поэтому, на

практике формулы (2.43–2.54) целесообразно применять для расчета цифровых моделей и построения карт m_F . Действительно, значения $r, t, s, p, q, m_r, m_t, m_s, m_p$ и m_q (и, соответственно, m_F) рассчитываются для центральной точки скользящего окна 3×3 (или 5×5). Перемещая скользящее окно по ЦМВ, можно рассчитать значения m_F для всех точек ЦМВ, кроме крайних строк и крайних столбцов ЦМВ.

Проиллюстрируем работу метода для квадратной сетки на примере части Курской обл. в районе Курской АЭС, а для сетки сфероидических трапеций – на примере Русской равнины и прилегающих территорий. ЦМВ Курской обл. (рис. 2.6а) описана в подп. 4.1.4.3.2, а ЦМВ Русской равнины (рис. 1.23а) – в п. 1.3.2.5. Для подавления высокочастотного шума обе ЦМВ были трижды сглажены с использованием окна 3×3 . Для Курской обл. с помощью авторского метода (разд. 2.1) с шагом 150 м были получены модели ряда показателей, включая H (рис. 2.6б). Для Русской равнины с помощью авторского метода (разд. 2.2) с шагом 4' была рассчитана k_v (рис. 1.23б). По выведенным формулам (2.46, 2.49, табл. 2.1, 2.58–2.62) были рассчитаны модели m_H и m_{k_v} с шагом 150 м и 4', соответственно (рис. 2.6в, 2.7). Чтобы избежать потери информации о пространственном распределении значений H, m_H и m_{k_v} из-за широкого динамического диапазона их значений, при картографировании было применено логарифмическое трансформирование по формуле (1.25) при $n = 5$ для H и m_H и $n = 7$ для m_{k_v} . Для Курской обл. карты представлены в проекции Гаусса-Крюгера, а для Русской равнины – в квадратной равнопромежуточной цилиндрической проекции. Для обработки использована программа LandLord (прил. А).

Анализ карт m_F позволяет определить закономерности пространственного распределения значений m_F . В целом, чем выше рельеф, тем больше величина m_F [268, 270]. На выделенных участках значения m_F иногда могут превышать абсолютные максимальные значения F в несколько раз. Однако это не означает, что карты морфометрических величин в этих местах содержат ошибки: m_F является статистической характеристикой функции F , то есть m_F указывает на вероятность существования ошибки, а не обязательное ее наличие.

Для объективизации использования ЦМР в почвенных и геологических исследованиях необходимо критически подходить к рассчитываемым ЦМР и учитывать указанные эффекты при интерпретации данных. Модели и карты m_F могут использоваться, например, следующим образом:

- Проведение визуального сравнительного анализа карт F и m_F для учета распределения m_F при работе с картой F .
- Определение участков с высокими значениями m_F для составления более точных фрагментов ЦМВ (например, используя топографические карты с меньшей высотой сечения рельефа и, следовательно, меньшим значением m_z) и перерасчета фрагментов цифровой модели F для этих участков.

Математическое обобщение разработанного нами метода предложено в работе [503].

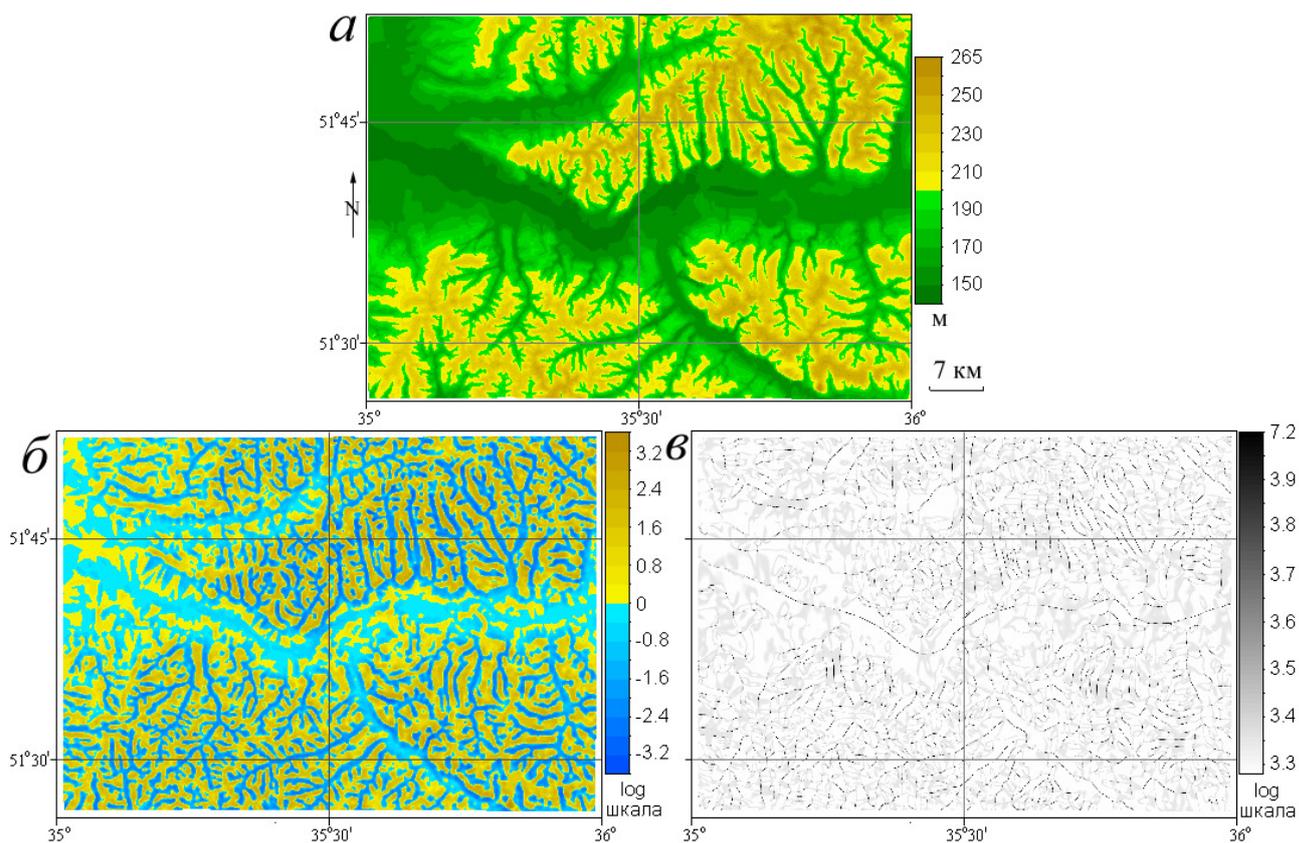


Рисунок 2.6 – Курская обл. в районе Курской АЭС: *a* – высоты, *б* – средняя кривизна, *в* – m_H

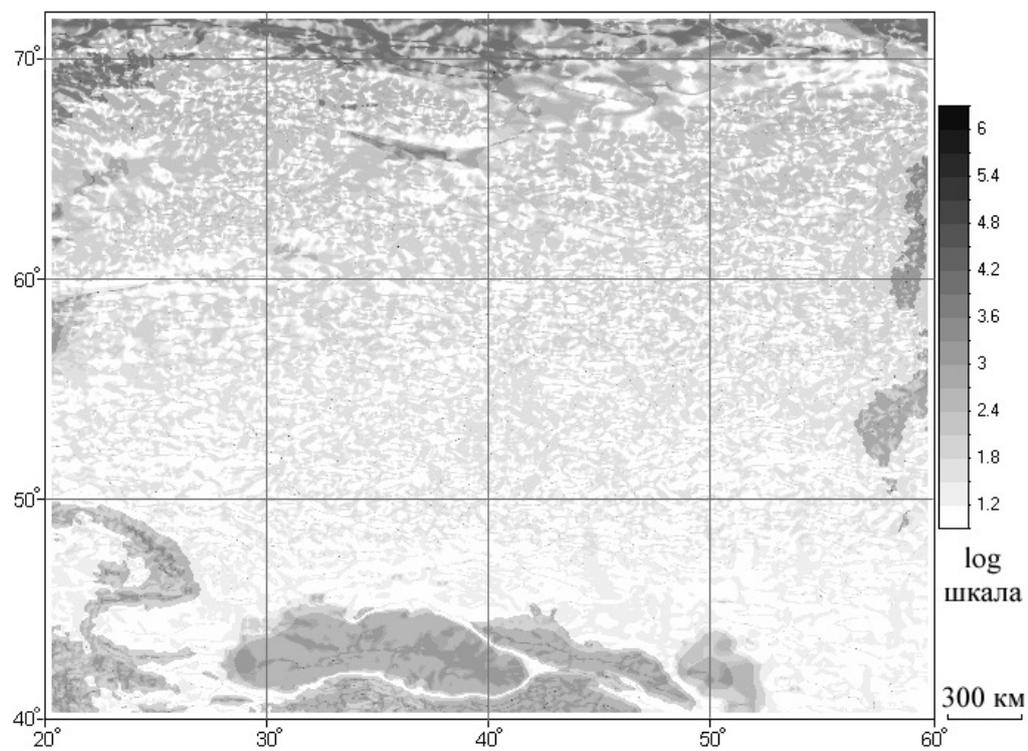


Рисунок 2.7 – Русская равнина и прилегающие территории (рис. 1.23): m_{kv}

Выводы по главе 2

1) Разработан вычислительный метод, позволяющий рассчитывать цифровые модели локальных морфометрических характеристик по ЦМВ, заданным на квадратной сетке. Метод основан на приближении полинома третьей степени к 25-точечному шаблону методом наименьших квадратов. Выведены формулы для расчета первых, вторых и третьих частных производных высоты на квадратной сетке (аппроксимация конечными разностями). По сравнению с аналогами, разработанный метод характеризуется более высокой точностью вычислений и более сильным подавлением высокочастотного шума. Это определяет целесообразность использования разработанного метода в качестве стандартного средства анализа данных в цифровом моделировании рельефа. Метод предназначен для почвенных исследований в диапазоне масштабов «делянка – поле – ландшафт», а также региональных геологических исследований.

2) Разработан вычислительный метод, позволяющий рассчитывать цифровые модели локальных морфометрических характеристик по ЦМВ, заданным на сетке сфероидических трапеций. Метод основан на приближении полинома второй степени к 9-точечному шаблону методом наименьших квадратов. Выведены формулы для расчета первых и вторых частных производных высоты на сетке сфероидических трапеций (аппроксимация конечными разностями). Метод разработан впервые и предназначен для геологических исследований регионального, континентального и глобального масштаба, а также региональных почвенных исследований.

3) Разработан вычислительный метод, позволяющий определять точность расчета цифровых моделей локальных морфометрических характеристик по критерию средней квадратической ошибки функции измеренных величин. Выведены формулы средних квадратических ошибок расчета четырнадцати локальных морфометрических параметров. Выведены формулы средних квадратических ошибок расчета частных производных высоты для квадратной сетки и сетки сфероидических трапеций. Удобством и преимуществом разработанного метода является возможность наглядно отображать на карте пространственное распределение средних квадратических ошибок расчета ЦМР. Наибольшие ошибки расчета локальных морфометрических величин характерны для выположенных участков местности. Разработанный метод позволяет повысить объективность использования ЦМР в почвенных и геологических исследованиях.

ГЛАВА 3

ПРИМЕНЕНИЕ МАТЕМАТИКО-КАРТОГРАФИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА В ПОЧВОВЕДЕНИИ

Глава посвящена вопросам использования математико-картографического моделирования рельефа в почвенных исследованиях. В разд. 3.1 дан обзор закономерностей влияния рельефа на почвенные свойства на примере распределения влаги. В разд. 3.2 описан разработанный автором метод определения компетентного шага сетки ЦМР для анализа и моделирования почвенных свойств. Возможности метода показаны на примере влажности поверхностного слоя почвы. В разд. 3.3 описан разработанный автором способ анализа, моделирования и картографирования характеристик почвы на основе цифрового моделирования рельефа, корреляционного анализа и множественного регрессионного анализа. В разд. 3.4 описаны полевые исследования с использованием разработанного способа применительно к некоторым физическим и биологическим характеристикам почвы. Исследовались: а) временная изменчивость влияния рельефа на свойства почвы (на примере влажности почвы); б) изменчивость отношений «рельеф–почва» в зависимости от глубины почвенного слоя (на примере влажности почвы); и в) влияние рельефа на процессы денитрификации в различных условиях увлажнения почвы.

3.1 Влияние рельефа на свойства почвы (на примере распределения влаги)

Рельеф во многом определяет (микро)климатические и метеорологические характеристики, влияющие на гидрологический и тепловой режим почв [292, 102, 51, 420], предпосылки латерального переноса воды и других веществ вдоль земной поверхности и в почве под действием гравитации [344, 498, 452], а также пространственное распределение растительного покрова [171]. Поэтому естественно, что рельеф – непосредственно или опосредованно – оказывает влияние на пространственное распределение различных физических, химических и биологических почвенных свойств [389, 282, 322, 440]. Установление закономерностей этого влияния необходимо для последующего моделирования и картографирования свойств почвы на основе информации о рельефе.

Двумя главными «инструментами» влияния рельефа на почвенные свойства являются:

- Пространственная дифференциация теплового режима склонов;
- Латеральная миграция и аккумуляция воды под действием гравитации.

Вместе с тем, «...главным фактором почвообразования является увлажнение почвы, представляющее собой функцию осадков и температуры...» [80, с. 31]. Поэтому будет вполне оправданным рассмотреть вопросы влияния рельефа на почвенные свойства на примере распределения влаги в поверхностном слое почвы.

За распределение и перераспределение влаги в ландшафте отвечают следующие количественные характеристики рельефа: крутизна, экспозиция, горизонтальная, вертикальная и средняя кривизны земной поверхности, а также водосборная площадь (табл. 1.1).

Крутизна контролирует влажность почвы следующим образом: чем круче склон, тем больше его площадь (на единицу площади карты), и, следовательно: а) тем меньше осадков приходится на единицу площади склона, б) тем больше осадков не впитывается в почву и стекает вниз, и в) тем больше площадь для испарения [41]. Экспозиция влияет на водный режим почв, во многом определяя (совместно с G) величину инсоляции [51] и эвапотранспирации [102]: в северном полушарии наиболее влажными являются северные склоны, затем западные, восточные, самыми сухими – южные [92, 41]. Кроме того, A влияет на содержание в почве влаги, так как контролирует влияние соседних географических объектов (гор, морей, пустынь), которые определяют характер и направление атмосферных потоков [41].

Крутизна и экспозиция контролируют перераспределение зимних осадков по земной поверхности, поэтому эти морфометрические величины влияют на дифференциацию и динамику промерзания и оттаивания почвы и, следовательно, на дифференциацию накопления в почве запасов влаги [123]. Опубликованы обширные эмпирические данные о влиянии крутизны и экспозиции на влажность почвы, а также о сезонной динамике этих зависимостей для различных климатических условий [123, 134, 100–102].

Крутизна, горизонтальная и вертикальная кривизны контролируют степень дренированности почвы [471]. Горизонтальная и вертикальная кривизны являются одними из основных факторов, определяющих динамику поверхностной и внутрипочвенной влаги [344]. Латеральный внутрипочвенный поток зоны насыщения и влажность почвы возрастают при отрицательных значениях горизонтальной кривизны (области конвергенции поверхностных потоков) и уменьшаются при ее положительных значениях (области дивергенции поверхностных потоков) [344, 212]. Кроме того, горизонтальная кривизна влияет на гидрологические процессы в ненасыщенных грунтах: линии инфильтрации воды в почве дивергируют при $k_h > 0$ и конвергируют при $k_h < 0$ [500].

Экспериментально показано, что динамика латеральных потоков зоны насыщения и влажности почвы существенно зависит от горизонтальной кривизны [178]. Эта характеристика рельефа играет определяющую роль в формировании зон насыщения: последние наиболее стабильны в областях конвергенции потоков [398]. Для аридных климатических условий и выположенного рельефа Палестины выявлена высокая корреляцию (-0,9) почвенной влажности корневой зоны со средней кривизной, приближенной лапласианом высоты [441]. Причем такая зависимость является следствием не столько перераспределения микрорельефом поверхностных водных потоков (они для данного ландшафта не характерны), сколько

контроля рельефом латерального внутрисочвенного влагопереноса. Сильная зависимость влажности почвы от средней кривизны отмечается и в условиях умеренно-континентального климата и овражно-балочного рельефа юга Московской области [63].

Известна приуроченность зон насыщения к элементам рельефа, для которых горизонтальная и вертикальная кривизны имеют отрицательные значения одновременно [262]. Речь идет о зонах относительной аккумуляции [164] (подразд. 1.1.8), в которых одновременно действуют как конвергенция, так и относительное замедление потоков. Из-за повышенного содержания влаги в почвах и грунтах в этих зонах развиты оползневые явления [353], распространено оглеение почв, развитие элювиального горизонта, максимальные значения мощности горизонта А и глубины вскипания карбонатов [408], существует наибольшая вероятность возникновения поверхностного стока в результате насыщения почвы [494].

В.Р.Вильямс [16] указывал, что содержание влаги в почве увеличивается от водораздела к подошве склона, причем этот процесс характерен для элементов рельефа всех уровней иерархии. Вероятно, С.А.Захаров [41] впервые качественно описал зависимость почвенной влажности от водосборной площади (подразд. 1.1.5): «количество влаги на единицу площади возрастает по склону сверху вниз за счет добавочного увлажнения». J.G.Speight [453] аргументировал, что не горизонтальная кривизна, а водосборная площадь играет основную роль в контроле динамики почвенной влажности, так как водосборная площадь учитывает положение участка в ландшафте.

Топографический индекс (подразд. 1.1.7), объединяющий в себе информацию о крутизне и водосборной площади, может обеспечить еще более точное представление морфометрических предпосылок пространственного распределения влаги в почве [390]. Это связано с тем, что топографический индекс учитывает как локальную геометрию склона, так и положение участка в ландшафте. Поэтому, например, корреляция глубины горизонта грунтовых вод с топографическим индексом может быть выше, чем с водосборной площадью и средней кривизной [463].

В то же время, отдельно взятые топографический индекс и горизонтальная кривизна не в полной мере обеспечивают прогноз динамики почвенной влажности. Глубина зоны насыщения может сильнее коррелировать не с этими морфометрическими параметрами, а с некоторыми другими эмпирически подобранными характеристиками, например, с произведением горизонтальной кривизны и водосборной площади [204]. Это обстоятельство диктует необходимость использования в почвенных исследованиях репрезентативного набора морфометрических характеристик (разд. 3.3).

Результаты авторских исследований влияния рельефа на влажность почвы приводятся в подразд. 3.2.3 и разд. 3.4.

3.2 Метод определения компетентного разрешения цифровой модели рельефа

3.2.1 Постановка задачи

При изучении ландшафта, как правило, встает вопрос: какова должна быть детальность (плотность) наземной тематической (почвенной, геоботанической и пр.) съемки или опробования, чтобы их результаты адекватно отображали пространственное распределение значений рассматриваемой природной характеристики для данного уровня иерархии ландшафта (масштаба), заданной точности измерения этой характеристики и минимального числа точек (пикетов) ее наблюдения и измерения [66, 393, 207, 341, 203]. Если съемка или опробование проводится по регулярной сетке пикетов, задача сводится к определению шага этой сетки. От правильности решения этой задачи, во многом зависит успех эксперимента.

Эта, на первый взгляд – техническая, задача имеет фундаментальный характер, так как связана с оценкой пространственного масштабного уровня изучаемого объекта, явления или процесса. V.Клемеš [345] отмечал, что в природе спектр масштабов дискретен, а определение узлов этого спектра – основа концептуализации любой науки. Однако строго выполнить такую задачу сложно [401], а иногда и невозможно [359], в частности, из-за фрактальности многих наблюдаемых объектов и процессов [290]. Поэтому, корректнее говорить об определении не узлов, а интервалов спектра пространственных и временных масштабов [307, 196, 94]. Различные аспекты проблемы пространственного масштаба объектов, явлений и процессов рассматривались при изучении и моделировании структуры ландшафта [117], геологических структур [114, 15], почв [401, 476], растительного покрова и экосистем [381, 359], гидрологических [495, 196, 256] и ландшафтно-геохимических [67] процессов и др.

Определение масштабного уровня изучаемого объекта или явления важно как с фундаментальной, так и с прикладной точек зрения, так как на разных пространственных и временных уровнях доминируют различные физические законы и процессы. Это ведет к ограничению использования концепций и моделей, справедливых для одного масштаба, при работе в других масштабах. Механическое обобщение той или иной концепции на все масштабы или на некоторую их часть может служить причиной артефактов и некорректного описания реальных зависимостей [307, 345, 411, 232, 182].

Адекватное описание некоторой характеристики ландшафта при минимальном числе пикетов означает, что шаг их сетки должен соответствовать площади участка, в пределах которого значения характеристики постоянны или изменяются плавно и гладко (для данного масштаба и заданной точности измерений). Для обозначения такой площади в различных науках используются различные термины. В рамках нашей работы назовем такую площадь *компетентной площадью* характеристики ландшафта, а шаг – *компетентным шагом* сетки

пикетов (см. подробности в подразд. 3.2.2).

При проведении геоморфологических и геологических работ с использованием ЦМР, компетентный шаг сетки ЦМР (w) определяется по характерному размеру S рассматриваемых элементов рельефа или выраженных в рельефе геологических структур: в соответствии с теоремой Котельникова (подразд. 1.1.3), компетентный w не должен превышать $S/2$ [252, 267] (подразд. 4.1.3). При изучении других компонентов геосистемы (почвы, растительности и пр.) и процессов, происходящих в ландшафте (например, латерального массопереноса в почве и грунтах), выбор компетентного шага сетки пикетов менее тривиален из-за высокой пространственной изменчивости характеристик ландшафта [207, 341, 401, 468]. Кроме того, у ландшафтной характеристики может быть несколько компетентных площадей, связанных с различными природными процессами [112, 113, 341] (подразд. 3.2.2).

Существует ряд принципиально близких методов определения компетентных площадей ландшафтных характеристик: индикатором компетентной площади служит левая граница гладкого и плавного участка графика зависимости характеристики или ее статистического параметра от площади или шага сетки, на которой характеристика была измерена. Так, для определения компетентной площади почвенного свойства производится его измерение в точках, регулярно расположенных вдоль трансекты, и строится график полудисперсии (семивариограмма): по оси абсцисс откладывается расстояние между парами точек, а по оси ординат – среднее квадратов разностей измерений в парах точек, лежащих на некотором расстоянии друг от друга. Компетентной площади соответствует расстояние между парами точек, при котором кривая зависимости выходит на плато [401, 468].

При исследованиях экосистем для определения компетентной площади растительного сообщества проводится подсчет числа видов по квадратам различной площади, и строится график зависимости числа видов от площади. Площадь, при которой данный график выходит на плато, принимается как компетентная для изучаемого фитоценоза [393]. В геоботанике для определения компетентной площади той или иной характеристики отдельно взятого вида растительности проводится измерение этой характеристики по квадратам различной площади или в точках вдоль трансект с различным шагом, и строится график зависимости среднего квадратического значения характеристики от площади квадрата или шага точек вдоль трансекты. Компетентную площадь индицирует экстремум графика, который, как правило, является левой границей его относительно выположенной области [381, 341].

Оценка компетентной площади гидрологической характеристики может быть проведена на путем ее измерения на смежных водосборных бассейнах различной площади и построения графика зависимости значений характеристики от площади бассейна. Площадь, при ко-

торой полученная кривая приобретает гладкий и плавный характер, считается компетентной [495, 256]. Подобный метод оценки компетентных площадей характеристик грунтов подробно рассмотрен в подразд. 3.2.2.

Задача усложняется, когда необходим совместный анализ двух или нескольких ландшафтных характеристик, или моделирование одной характеристики на основе информации о другой. Это связано с тем, что различные характеристики ландшафта часто обладают различными компетентными площадями [468, 411]. Кроме того, априори существующая (обоснованная теоретически или установленная для другого ландшафта) связь двух характеристик ландшафта может проявляться лишь на определенных компетентных площадях этих характеристик [411]. Известно, например, что зеркало грунтовых вод часто сглаженно повторяет рельеф земной поверхности [191]. Эту закономерность можно проследить при анализе данных об уровне грунтовых вод и ЦМВ с таким w , который не передает относительно мелких деталей рельефа. Однако при использовании слишком детальной или слишком генерализованной ЦМВ корреляции зеркала грунтовых вод с рельефом будут, в лучшем случае, не слишком высоки [463].

Таким образом, даже имея добротные материалы по априори связанным характеристикам, можно не установить статистических закономерностей этих связей, либо получить результаты, далекие от действительности (например, заниженные коэффициенты корреляции или неверный прогноз). Эта проблема часто возникает при анализе материалов с различным разрешением и несовпадающими сетками пикетов [66, 182]. Однако наличие данных с совпадающими сетками пикетов не разрешает проблемы, так как:

- Компетентные площади изучаемых характеристик остаются неизвестными;
- Необходимо определить общие для изучаемых характеристик компетентные площади и шаги сетки пикетов;
- Необходимо найти компетентную площадь, на которой проявляется связь между изучаемыми характеристиками ландшафта.

Задача усложняется тем, что компетентные площади могут не соотноситься с принятыми базовыми единицами ландшафта – фацией, урочищем и пр. [411].

Проблема выбора шага сетки пикетов всегда возникает при совместном анализе ЦМР и материалов о других компонентах ландшафта, а также при использовании ЦМР при моделировании других ландшафтных характеристик. Как правило, выбор компетентного w происходит путем экспертной оценки [179, 204, 388, 415, 284], которая всегда субъективна. Кроме того, произвольный выбор w может приводить к получению некорректных результатов и артефактов.

Например, J.G.Speight [453] не смог найти зависимости содержания почвенной влаги от горизонтальной кривизны, так как использовал слишком маленькое значение w для анализа данных [179]. G.Sinai с соавт. [441] не нашли корреляцию засоления почвы со средней кривизной, объяснив это неверным выбором масштаба исследования и большим значением w . При гидрологическом моделировании на основе топографического индекса увеличение w приводит к уменьшению модельного значения средней глубины горизонта грунтовых вод и к увеличению модельного значения доли поверхностного стока [493]. Для лесных экосистем Британской Колумбии расчет TI с $w = 4$ м может обеспечить верный прогноз глубины грунтовых вод, использование $w = 8$ м ведет к ухудшению прогноза, а при $w = 16$ м такой прогноз становится вообще невозможен [463]. От значения w существенно зависит вид гидрографов, получаемых с использованием ЦМР [229].

Таким образом, выбор шага сетки ЦМР, который бы обеспечил корректный анализ, моделирование и последующее картографирование взаимосвязей между параметрами рельефа и характеристиками почвы – одна из основных проблем совместного анализа ЦМР и почвенных данных. Перед автором стояла задача разработки метода определения компетентного шага сетки ЦМР для анализа и моделирования свойств почвы на основе ряда положений концепции репрезентативного элементарного объема. Метод описан в работе автора [285].

3.2.2 Теоретическое обоснование

Разработанный метод определения компетентного w в значительной степени основан на ряде положений концепции (репрезентативного) элементарного объема, применяемой при описании массопереноса, в частности, при решении гидрогеологических задач [112, 113]. Положения этой концепции могут быть применены при решении широкого спектра задач наук о Земле, если от элементарного объема перейти к (репрезентативной) элементарной площади [495, 256]. Рассмотрим основные положения этой концепции.

Пусть изменение значений некоторой характеристики ландшафта (например, горной породы) от объема или площади, на которых она измеряется, описывается зависимостью, представленной на рис. 3.1а [112, 113]. В пределах области 1 высокая степень variability значений характеристики может быть связана, например, с влиянием микротрещин породы. Начиная с объема (площади) V_1 , значения характеристики плавно изменяются до объема (площади) V_2 . Затем, в пределах области 3, некоторая резкая пространственная неоднородность, например – макротрещины породы, вновь приводят к резким изменениям значений данной характеристики. Начиная с объема (площади) V_3 , значения характеристики снова плавно изменяются до объема (площади) V_4 .

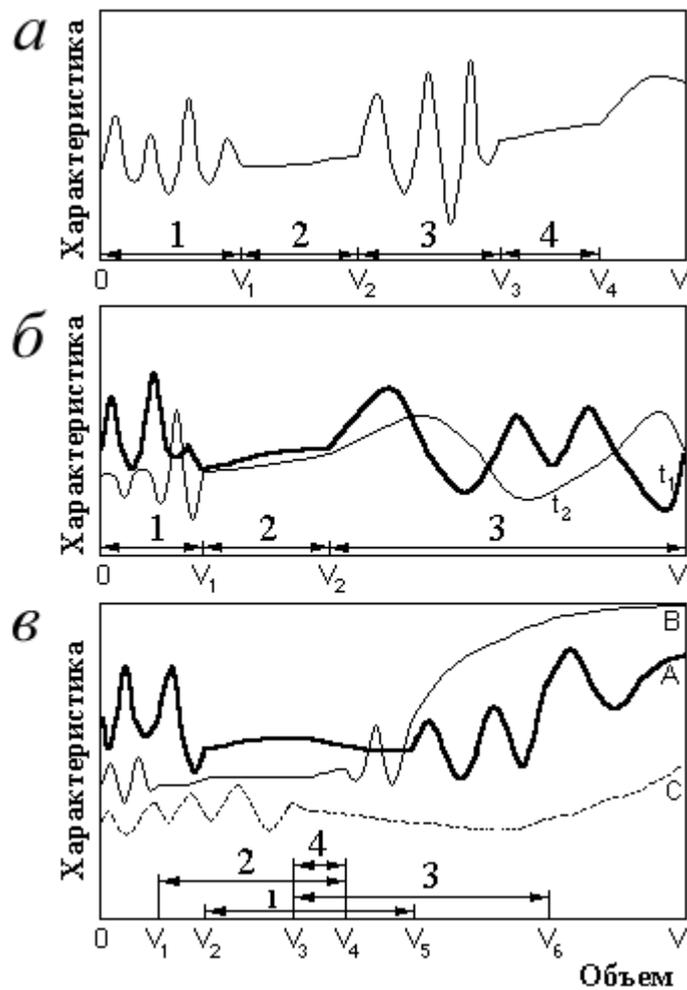


Рисунок 3.1 – Возможная зависимость значений абстрактной характеристики ландшафта от объема V (площади) [112, 113]: *а* – зависимость от объема (площади); *б* – зависимость от объема (площади) в моменты времени t_1 и t_2 ; *в* – зависимость от объема (площади) для неоднородных участков А, В и С

Под элементарным объемом (площадью) понимается элемент объема (площади), характеристики которого не зависят от различных неоднородностей среды, то есть значения характеристик изменяются плавно и гладко или имеют низкую степень изменчивости [112, 113]. Для данной абстрактной характеристики (рис. 3.1*а*) элементарными объемами (площадями) являются V_1 и V_3 . Таким образом, в данных природных условиях у характеристики ландшафта можно выделить несколько элементарных объемов (площадей), связанных с несколькими областями сглаженной зависимости значений характеристики от объема (площади). В то же время, такие области могут отсутствовать из-за индивидуальных особенностей исследуемой характеристики или ошибок ее измерения.

Из-за изменчивости характеристик ландшафта во времени, элементарный объем (пло-

щадь) может также зависеть от времени (рис. 3.1б) [112, 113]. Кроме того, элементарный объем (площадь) характеристики может зависеть от конкретных природных условий. Если территория включает неоднородные участки, то характеристика ландшафта может иметь различные элементарные объемы (площади) на соседних участках. Например, пусть имеется территория с тремя неоднородными участками А, В и С. Для участка А зависимость значений характеристики от объема (площади) может быть сглажена в области 1, для участка В – в области 2, а для участка С – в области 3 (рис. 3.1в). Следовательно, на участках А, В и С характеристика имеет элементарные объемы (площади) V_2 , V_1 и V_3 , соответственно. Если границы участков известны, данную характеристику целесообразно изучать независимо на каждом участке. Однако может существовать и область 4, где значения характеристики имеют низкую вариабельность на всех трех участках (рис. 3.1в). В этой области элементарным объемом (площадью) будет V_3 , который можно использовать как общий для всей изучаемой территории [112, 113, 341].

Компетентной областью назовем такую область изменения значений характеристики ландшафта от объема (площади), в пределах которой значения характеристики постоянны или изменяются плавно и гладко. Наблюдаемая вариабельность значений может не учитываться, если она не превышает точности исследования [113]. Например, компетентными областями рассмотренной абстрактной характеристики являются области 2 и 4 (рис. 3.1а). При исследовании характеристик ландшафта необходимо работать с их компетентными областями. В противном случае, из-за высокой и непредсказуемой изменчивости значений характеристик в некомпетентных областях, могут быть получены невоспроизводимые и плохо интерпретируемые результаты.

Компетентным объемом (площадью) некоторой ландшафтной характеристики назовем объем или площадь, принадлежащие компетентной области [112, 113]. Компетентным шагом сетки пикетов назовем такой шаг, который соответствует компетентной площади. Согласно теореме Котельникова (подразд. 1.1.3), непрерывная функция $z = f(x, y)$ с граничными пространственными частотами $F_x = F_y = 1/S$ может однозначно определяться своими отсчетами с шагом дискретизации $S/2$, где S – наименьшие интересующие исследователя плановые размеры элементов поверхности $z = f(x, y)$. Следовательно, если компетентная площадь характеристики ландшафта равна s^2 , то компетентный шаг сетки пикетов, соответствующий s^2 (то есть, обеспечивающий адекватное описание данной характеристики), равен $S/2$.

Компетентный шаг сетки пикетов может быть определен а) путем измерения характеристики ландшафта в узлах сеток с разным шагом, и б) графического представления зависимости измеренных значений от шага сетки (аналогично рис. 3.1а). Сглаженный участок тако-

го графика будет индцировать область компетентных шагов [113]. Определив компетентный шаг сетки пикетов, легко оценить соответствующую компетентную площадь характеристики ландшафта (см. выше).

При совместном анализе двух ландшафтных характеристик или прогнозе одной характеристики на основе анализа другой необходимо работать с некоторой общей для этих характеристик компетентной областью. В пределах такой области значения обеих характеристик постоянны или изменяется плавно и гладко, по определению компетентной области (см. выше). Следовательно, в этой области коэффициенты корреляции между значениями двух характеристик также должны изменяться плавно и гладко. В то же время, в соседних некомпетентных областях, где высока вариабельность значений характеристик, будет высока изменчивость и коэффициентов корреляции между значениями двух характеристик. Таким образом, для определения общей компетентной области и компетентного шага сетки пикетов, который может обеспечить адекватное совместное исследование двух характеристик ландшафта, необходимо провести корреляционный анализ значений этих характеристик, измеренных или рассчитанных при различных шагах сетки пикетов, и графически представить зависимость полученных коэффициентов корреляции от шага сетки (аналогично рис. 3.1а). Сглаженный участок графика будет индцировать область компетентных шагов сетки пикетов и, следовательно, общую для двух характеристик ландшафта компетентную область.

Если одна из двух анализируемых характеристик ландшафта – параметр рельефа, описанный с помощью ЦМР, то под компетентным шагом сетки пикетов надо понимать компетентный w . Компетентная площадь, соответствующая компетентному w , определяет характерные размеры элементов рельефа, на которых рельеф «осуществляет» контроль характеристики ландшафта или процесса, происходящего в ландшафте. Таким образом, для определения компетентного w необходимо:

- Получить (рассчитать) серию ЦМР с использованием различных значений w ;
- Провести корреляционный анализ данных о характеристике ландшафта и параметре рельефа, рассчитанном с различными значениями w ;
- Построить график изменения коэффициентов корреляции характеристики ландшафта с параметром рельефа в зависимости от w ;
- Определить сглаженные участки полученного графика, которые индцируют области компетентных w .

В зависимости от формата исходных данных, возможны три основных варианта реализации предложенного метода:

- 1) ЦМВ и массив данных о характеристике ландшафта изначально получены по совпа-

дающим квадратным сеткам с шагом w . По этой ЦМВ рассчитывается серия ЦМР с шагами $w, 2w, 3w, \dots, nw$, где n – целое. Корреляционный анализ значений ландшафтной характеристики и параметра рельефа также проводится по выборкам из массивов данных с шагами $w, 2w, 3w, \dots, nw$.

2) ЦМВ и массив данных о характеристике ландшафта получены по несовпадающим сеткам, и затем путем интерполяции приведены к общей квадратной сетке с шагом w . Далее – аналогично первому варианту.

3) ЦМВ и массив данных о характеристике ландшафта получены по несовпадающим сеткам пикетов, причем пространственная интерполяция данных о ландшафтной характеристике нежелательна или невозможна (например, данные собраны вдоль горизонтали – см. п. 3.2.3.2). В этом случае необходимо:

- Посредством интерполяции получить несколько ЦМВ с различными значениями w ;
- Рассчитать по этим ЦМВ модели интересующих параметров рельефа при различных w ;
- С помощью интерполяции определить значения параметров рельефа, соответствующие различным w , в точках с известными значениями характеристики ландшафта; и
- Провести корреляционный анализ между значениями ландшафтной и морфометрических характеристик, соответствующими различным w .

С точки зрения минимизации ошибок из-за интерполяции данных, наиболее оптимален первый вариант реализации предлагаемого метода, когда интерполяция вообще не используется. Затем следует третий вариант, где интерполируется только ЦМР. Вторым вариантом, в котором интерполируются и ЦМР, и массив данных о характеристике ландшафта, может вносить наибольшее количество ошибок. Ниже нами использован третий вариант разработанного метода (п. 3.2.3.2).

Различные параметры рельефа могут быть связаны с ландшафтными процессами различного масштаба [179, 284]. Это означает, что контроль характеристики ландшафта различными морфометрическими параметрами может «происходить» на разных компетентных площадях. Таким образом, различные параметры рельефа могут иметь различные компетентные w для одной характеристики ландшафта. При проведении исследований, в частности – при определении уравнения регрессии для зависимости значений ландшафтной характеристики от морфометрических величин, целесообразно определить общую (главную) область компетентных w для всех рассматриваемых морфометрических величин. Регрессионный анализ имеет смысл проводить для компетентных w этой области.

Очевидно, что имеет смысл рассматривать только статистически значимые корреляции.

Поэтому, целесообразно использовать размеры выборки $> 35-40$ и игнорировать выположенные участки графиков коэффициентов корреляции со статистически незначимыми значениями.

3.2.3 Полевой эксперимент

3.2.3.1 Описание участка

Выбранный для исследования участок находится в центральной части Русской равнины, на юге Московской области, на окраине г. Пущино (рис. 3.2). Участок находится в зоне умеренно-континентального климата с теплым летом и продолжительной холодной зимой. Средняя температура января составляет -10°C , средняя температура июля – $18,6^{\circ}\text{C}$, средняя норма осадков – 640 мм/год , из которых $350-450\text{ мм}$ выпадает в виде дождя.

Участок расположен на задернованном и частично залесенном правобережном оползневом макросклоне долины р. Оки на абсолютной высоте около 130 м . Макросклон характеризуется средней крутизной 10° и северной экспозицией. На глубине около 6 м залегают трещиноватые и закарстованные известняки среднего карбона (каширский горизонт московского яруса), перекрытые четвертичными покровными суглинками. На глубине около 6 м расположен ближайший к дневной поверхности водоносный безнапорный горизонт каширских отложений [70]. Постоянный водоток отсутствует.

Участок включает в себя часть оврага и прилегающих к нему водоразделов и имеет размеры около $58 \times 77\text{ м}$, перепад высот – около 15 м (рис. 3.3). Направление развития оврага – северное. Почвы преимущественно серые лесные на водоразделах и склонах и луговые гидроморфные на дне оврага. На водоразделах преобладает береза и различные травянистые растения в подлеске, на склонах – орешник и полевой хвощ, на днище оврага – крапива.

В пределах участка на небольшой площади наблюдается значительный контраст характеристик рельефа и увлажненности поверхностного слоя почвы.

3.2.3.2 Материалы и методы

Нерегулярная ЦМВ участка составлена по результатам тахеометрической съемки, проведенной с помощью номограммного тахеометра ТаН. Съемка была проведена Г.А.Куряковой (МИИГАиК) и автором в июне 1990 г. [63].

Нерегулярная ЦМВ включает 374 точки и составлена в относительной декартовой системе координат. Система высот относительная, за нулевую принята минимальная высота в пределах участка (рис. 3.3).



Рисунок 3.2 – Географическое положение участка (37°34'30" с.ш., 54°41'10" в.д.)

Для определения весовой влажности поверхностного слоя почвы (*Moist*) 20 июня 1990 г. было проведено почвенное опробование. С 1 по 20 июня 1990 в г. Пушино и окрестностях выпало около 60 мм осадков. Накануне почвенного опробования прошел морозящий дождь (около 2 мм). Опробование проводилась с 9 до 10 часов утра, при температуре воздуха 20–22°C. Мы полагаем, что проведение почвенного опробования в течение часа предотвратило существенное влияние испарения на содержание влаги в образцах.

Почвенное опробование включало отбор образцов в 62 точках, расположенных вдоль горизонтали 4,25 м (рис. 3.3). Выбранные точки расположены вдоль горизонтали достаточно равномерно (шаг 0,5–1,5 м). Три больших промежутка на левом борту оврага связаны с поваленными деревьями и тропинкой. В каждой из 62 точек на глубине около 10 см отбирались по 3 почвенных образца. Все образцы имеют близкий гранулометрический состав (средний суглинок). Почвенное опробование было проведено Г.А.Куряковой (МИИГАиК), П.А.Шарым (ИФХБПИ РАН) и автором [63].

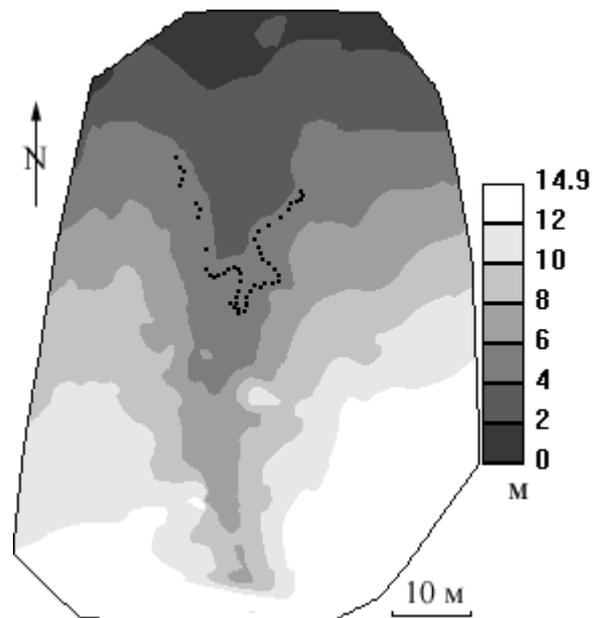


Рисунок 3.3 – Высоты участка [285].

Вдоль горизонтали 4,25 м нанесены точки отбора почвенных образцов

Весовая влажность была определена для каждого из 186 почвенных образцов путем их взвешивания на аналитических демпферных весах АДВ-200 до и после высушивания в сушильном шкафу 2В-151 в течение 12 часов при температуре 105°C [4]. Средние арифметические значения *Moist* по трем образцам, взятым в каждой из 62 точек горизонтали 4,25, были приняты в качестве анализируемых значений влажности поверхностного слоя почвы (рис. 3.4). Лабораторные анализы проведены автором.

Отбор образцов вдоль одной горизонтали исключает *возможное* влияние высоты на свойства почвы. Очевидно, что влияние высоты на влажность почвы, наблюдаемое в горных регионах в связи с высотной зональностью, не может возникнуть в пределах рассматриваемого участка. За физические механизмы распределения и перераспределения влаги в ландшафте ответственны G , A , k_h , k_v , H и CA (табл. 1.1, разд. 3.1). Зависимость влажности почвы от высоты на равнинных территориях в действительности отражает влияние CA на пространственное распределение влаги в почве. Хотя высота сама по себе не ответственна ни за один физический механизм латерального перемещения влаги в почве под действием гравитации, она учитывается в неявном виде при расчетах CA (п. 1.1.5.1).

Выбор горизонтали 4,25 м, в целом, случаен, но, во-первых, она проходит по всем основным элементам рельефа в пределах участка – двум водоразделам, склонам и днищу оврага (рис. 3.3) и, во-вторых, она была достаточно удобна для проведения почвенного опробования, так как на более высоких отметках склоны становятся слишком крутыми.

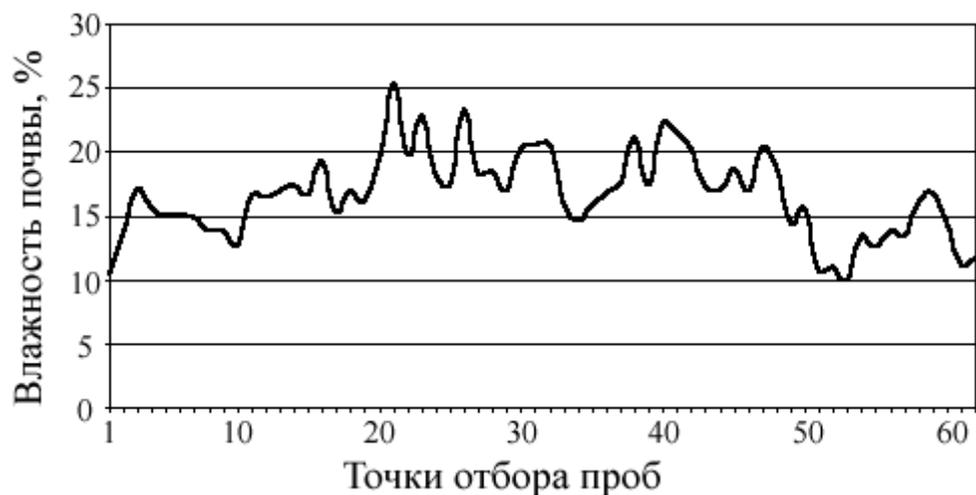


Рисунок 3.4 – Влажность поверхностного слоя почвы вдоль горизонтали 4,25 м [285]

Заметим, что в общем случае желательно проводить почвенное опробование по сетке пикетов, совпадающих с пикетами топографической съемки, в идеале – по квадратам.

С помощью триангуляции Делоне и интерполяции кусочными полиномами второго порядка [173], нерегулярная ЦМВ участка была пересчитана в 13 регулярных ЦМВ со следующими значениями w (в скобках – количество точек в регулярных ЦМВ): 1 м (3312 точек), 1,5 м (1421 точка), 2 м (742 точки), 2,5 м (461 точка), 3 м (301 точка), 3,5 м (202 точки), 4 м (152 точки), 4,5 м (110 точек), 5 м (85 точек), 5,5 м (63 точки), 6 м (48 точек), 6,5 м (35 точек) и 7 м (31 точка).

Данный ряд w выбран из следующих соображений. Расчет локальных характеристик рельефа основан на вычислении первых и вторых производных высоты (п. 1.1.4.1), которые усиливают ошибки составления и интерполяции ЦМВ (подразд. 1.2.3). Наш опыт и предварительное тестирование нерегулярной ЦМВ участка дают основание полагать, что в данном случае указанными ошибками можно пренебречь при $w \geq 1$ м. Учитывая размеры участка, $w = 7$ м – это максимальный w , который можно использовать для расчета локальных морфометрических характеристик. $\Delta w = 0,5$ м выбран произвольно, но, как показывают результаты работы (п. 3.2.3.3), его использование позволяет определить компетентный w для данного участка.

Для каждой из 13 регулярных ЦМВ авторским методом (разд. 2.1) были рассчитаны цифровые модели G , k_h , k_v и H (рис. 3.5); всего рассчитано 52 регулярных ЦМР. Для определения значений G , k_h , k_v и H в 62 точках отбора мы применили триангуляции Делоне и интерполяцию регулярных ЦМР кусочными полиномами второй степени [173].

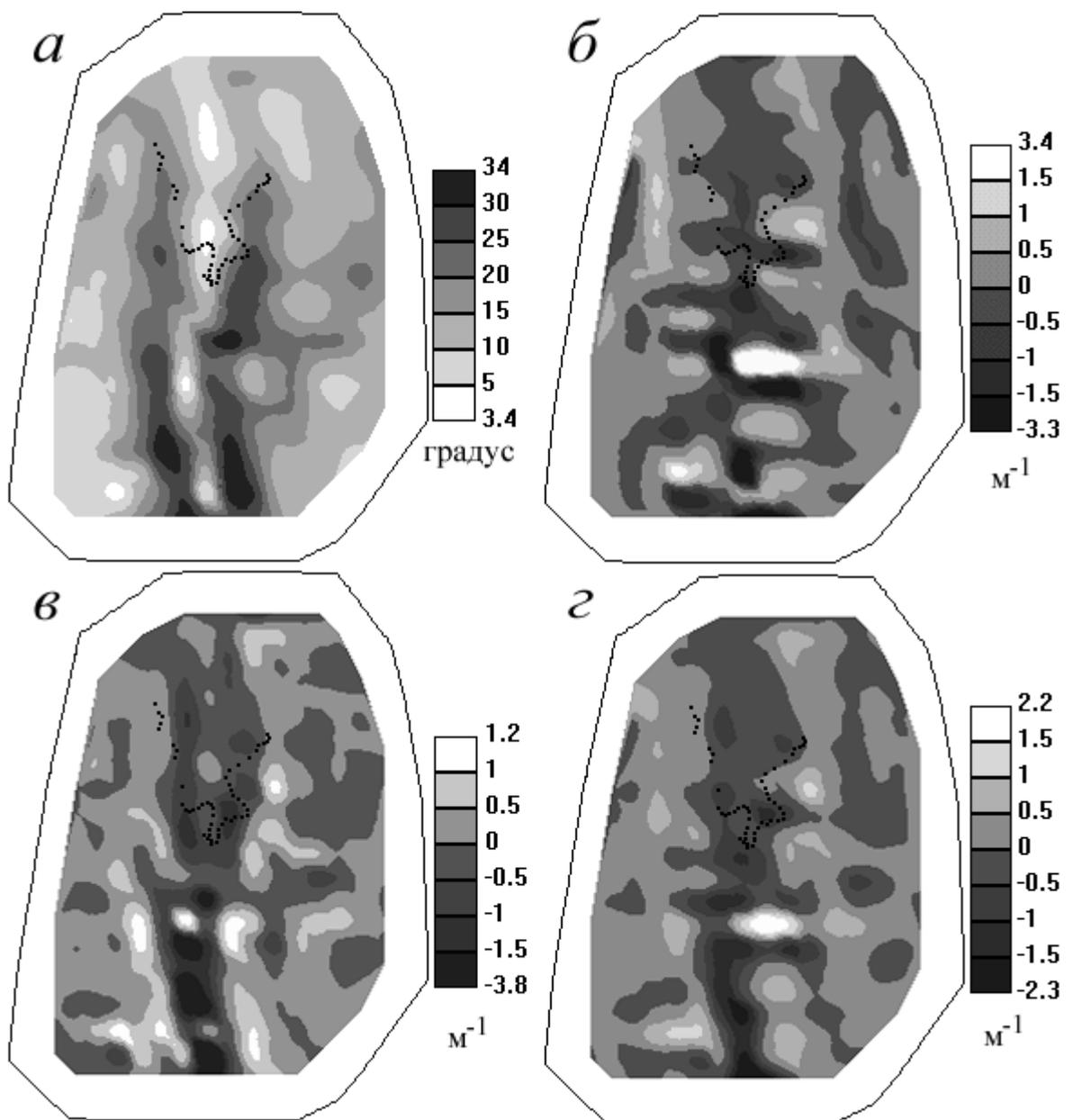


Рисунок 3.5 – Локальные характеристики рельефа, рассчитанные по ЦМВ с $w = 3$ м [285]:
 a – крутизна, b – горизонтальная кривизна, v – вертикальная кривизна, z – средняя кривизна.

Вдоль горизонтали 4,25 м нанесены точки отбора почвенных образцов

Для определения компетентного w и оценки зависимости влажности поверхностного слоя почвы от параметров рельефа был проведен анализ корреляции между значениями $Moist$ и G , k_h , k_v и H для 13 различных w . Для ЦМР с $w = 1, \dots, 5$ м выборка составила 62 точки, с $w = 5,5$ и $6,5$ м – 59 точек, с $w = 6$ м – 56 точек, с $w = 7$ м – 53 точки (исключены краевые эффекты). В соответствии с разработанным методом (подразд. 3.2.2), зависимость полученных коэффициентов корреляции от w была представлена в виде четырех графиков – для G , k_h , k_v и H . При выборе переменных, достаточных для количественного описания зависимости влаж-

ности поверхностного слоя почвы от параметров рельефа для найденных компетентных w , с помощью модели множественной линейной регрессии использовалась процедура пошагового отбора переменных [2]. Применена выборка из 62 точек.

Мы не рассматривали влияние A на влажность поверхностного слоя почвы, так как участок расположен на макросклоне одной генеральной северной экспозиции в лесу, где солнечные лучи рассеиваются кронами деревьев. Поэтому, хотя влияние A на пространственную дифференциацию влажности почвы, в целом, очевидно [92, 41, 102], в данных условиях A можно считать фоновой константой. Также нами не рассматривалась зависимость влажности поверхностного слоя почвы от CA и TI , так как в верховьях оврага тахеометрическая съемка не проводилась. Отсутствие в ЦМВ данных о верховьях водосборных бассейнов ведет к некорректному расчету CA и TI (подразд. 1.1.5).

Для статистического анализа использовалась программа Statgraphics Plus 3.0 (© Statistical Graphics Corp., 1994–1997). Цифровое моделирование рельефа проведено с помощью программы LandLord (прил. А).

3.2.3.3 Результаты и обсуждение

Результаты корреляционного анализа приведены в табл. 3.1. На рис. 3.6 представлены четыре графика изменения коэффициентов корреляции $Moist$ с G , k_h , k_v и H в зависимости от w . Как и предполагалось, эти графики включают в себя участки плавного изменения значений коэффициентов корреляции от w и участки флуктуации этой зависимости (рис. 3.6). При этом, на графиках выделяются два основных участка: а) левый (между $w = 1$ м и $w \cong 4$ м) с относительно плавными характерами зависимостей; и б) правый (между $w \cong 4$ м и $w = 7$ м) с ярко выраженным биением.

В соответствии с разработанным методом (подразд. 3.2.2), используя в качестве индикатора компетентных областей w участки плавного изменения значений коэффициентов корреляции, мы можем выделить две компетентные области:

- W_1 для H , k_v и k_h , лежащую между $w \cong 2$ м и $w \cong 4$ м включительно;
- W_2 для G , H , k_v и k_h , лежащую между $w \cong 2,5$ м и $w \cong 3$ м включительно.

W_2 является главной компетентной областью w для данного ландшафта, так как в ее пределах коэффициенты корреляции достигают максимальных по модулю значений для всех рассмотренных параметров рельефа. Например, для $w = 3$ м коэффициенты корреляции $Moist$ с G , k_h , k_v и H составляют -0,28, -0,52, -0,50 и -0,60, соответственно (табл. 3.1).

Таблица 3.1 – Точечные оценки парной корреляции между влажностью поверхностного слоя почвы и значениями некоторых морфометрических характеристик для различных значений w

Морфометрическая характеристика	$w, \text{ м}$												
	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	5	5,5	6	6,5	7
G	-0,29	-0,24	-	-0,32	-0,28	-	-	0,34	0,24	-	0,58	-	-
k_h	-	-	-0,34	-0,38	-0,52	-0,36	-0,36	-	-0,35	-	-0,29	-	-0,42
k_v	-0,32	-0,40	-0,37	-0,53	-0,50	-0,44	-0,47	-	-0,52	-	-0,53	-	-0,33
H	-0,27	-0,29	-0,46	-0,58	-0,60	-0,53	-0,49	-	-0,46	-	-0,41	-	-0,39

Примечание – Уровень значимости $\leq 0,05$; прочерком указаны незначимые корреляции.

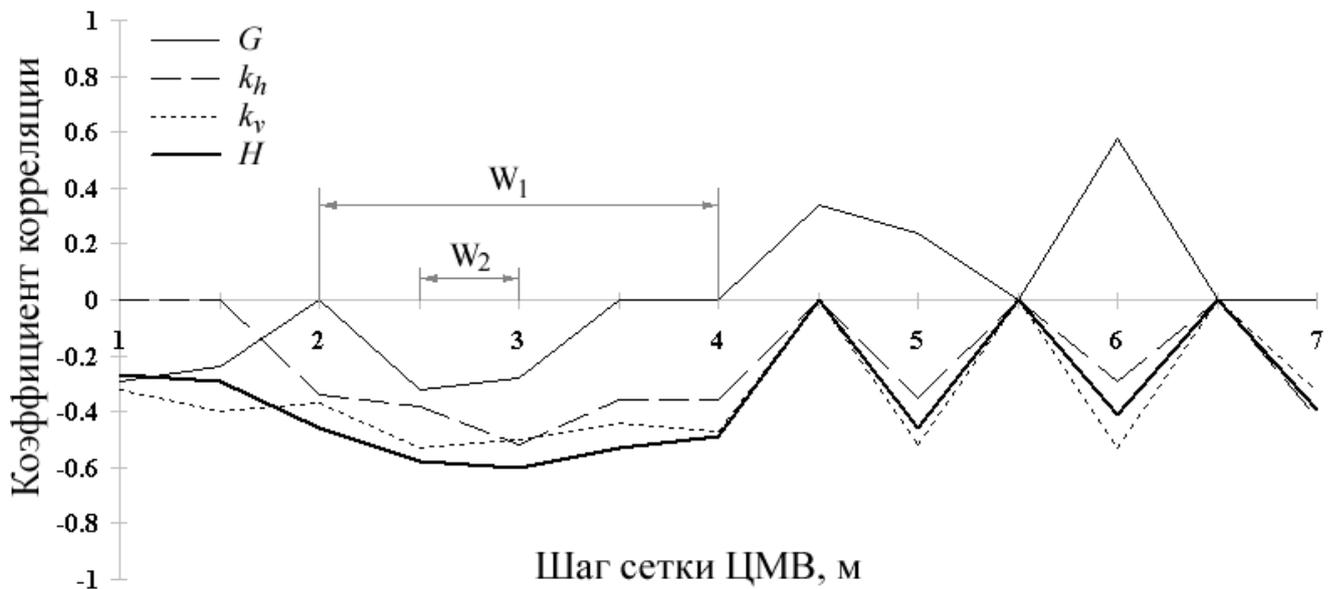


Рисунок 3.6 – Корреляция влажности поверхностного слоя почвы с некоторыми локальными характеристиками рельефа в зависимости от w [285]

Эти результаты, в целом, согласуются с известными данными о контроле влажности почвы со стороны рельефа (разд. 3.1). Действительно, влажность почвы, как правило, возрастает с уменьшением G [41], в областях конвергенции потоков ($k_h < 0$) [344, 500, 63] и областях их относительного замедления ($k_v < 0$) [344, 63].

Сильнее всего влажность поверхностного слоя почвы коррелирует с H , и это естественно: H является полусуммой k_h и k_v , то есть, представляет их с равными весами (табл. 1.1). В связи с этим, с точки зрения описания происходящих в ландшафте процессов, H может быть более представительным атрибутом рельефа, чем k_h и k_v [63]. Полученные коэффициенты корреляций для компетентных w (табл. 3.1) свидетельствуют о том, что в данных условиях $Moist$ зависит от G значительно меньше, чем от кривизн земной поверхности, то есть, контролируется, в большей степени, конвергенцией и относительным замедлением поверхностных и внутripочвенных потоков влаги.

Области некомпетентных w четко отличаются от областей компетентных w резкими изменениями зависимости коэффициентов корреляции от w (рис. 3.6). Кроме того, в области некомпетентных w (между $w \cong 4$ м и $w = 7$ м) влажность поверхностного слоя почвы коррелирует с k_h и H существенно слабее, чем в «главной» компетентной области (табл. 3.1, рис. 3.6). Более того, в одной из некомпетентных для G областей w (между $w \cong 3,5$ и $w = 7$ м) отмечается не только флуктуации этой зависимости, но и положительные корреляции между $Moist$ и G (табл. 3.1, рис. 3.6). Это очевидный артефакт, вызванный работой с некомпетентными w .

Таблица 3.2 – Параметры уравнений линейной регрессии для зависимости влажности поверхностного слоя почвы от характеристик рельефа (для компетентных w)

w , м	Предиктор	Коэффициент	Уровень значимости	R^2
2,5	G	-0,20	0,00	0,45
	H	-4,77	0,00	
	Constant	18,05	0,00	
3,0	G	-0,14	0,02	0,39
	H	-5,16	0,00	
	Constant	17,13	0,00	

Действительно, с увеличением G влажность почвы уменьшается [41]. Поэтому, если в данных природных условиях и в данном масштабе существует зависимость влажности почвы от G , коэффициенты корреляции между $Moist$ и G могут принимать отрицательные значения, что и было отмечено для $w = 1-3,5$ м (табл. 3.1, рис. 3.6). Данный пример демонстрирует важность верного выбора w и его влияние на корректность результатов исследования. Кроме того, это пример того, как можно сделать неверные выводы на основе только статистического анализа, без понимания физического смысла морфометрических величин и взаимосвязей между рельефом и процессами, протекающими в ландшафте.

Результаты регрессионного анализа представлены в табл. 3.2. Уравнения регрессии получены для двух компетентных w – 2,5 и 3 м. В обоих случаях, в уравнения в качестве независимых переменных вошли G и H . В уравнения регрессии не вошли k_h и k_v , так как H представляет эти параметры рельефа с равными весами (табл. 1.1). Уравнение регрессии для $w = 2,5$ м описывает 45 % вариабельности значений $Moist$, а уравнение для $w = 3$ м – 39 %. Не слишком высокие значения коэффициента детерминации (R^2), вероятно, связаны с тем, что мы не рассматривали зависимость влажности поверхностного слоя почвы от CA , которая существенно влияет на распределение влаги в ландшафте [41, 453] (разд. 3.1). Очевидно, что полученные уравнения регрессии (табл. 3.2) можно использовать для картографирования влажности поверхностного слоя почвы с использованием ЦМР (разд. 3.4) только при соответствующих компетентных $w = 2,5$ и 3 м.

Отметим в этой связи, что информация о влажности почвы необходима в гидрологии, метеорологии и сельском хозяйстве, например, при мониторинге и прогнозе испарения с поверхности почвы [102, 217]. Картографирование влажности поверхностного слоя почвы с использованием полученных уравнений регрессии (табл. 3.2) может быть полезно при проведении ука-

занных работ, в частности, на залесенных территориях, где затруднено использование альтернативных методов определения влажности почвы, например, с помощью радиолокационной съемки [218].

Разработанный метод позволяет оценить не только компетентный w , но и компетентную площадь элементов рельефа, на которых он «осуществляет» контроль характеристики ландшафта. Исходя из соотношения между компетентной площадью и компетентным шагом сетки пикетов (подразд. 3.2.2), в данном ландшафте компетентная площадь элементов рельефа, на которых преимущественно происходит контроль влажности поверхностного слоя почвы, составляет 20–40 м². Заметим, что найденный нами компетентный $w \cong 3$ м близок к $w = 4$ м, обеспечившим корректный прогноз глубины грунтовых вод в лесной экосистеме Британской Колумбии на основе информации о TI в рамках TOPMODEL [463]. Это может свидетельствовать о том, что в суббореальных условиях на залесенных территориях контроль рельефом некоторых почвенно-гидрологических процессов «осуществляется» на элементах рельефа с компетентными площадями 36–64 м². Следовательно, при изучении и моделировании этих процессов с использованием ЦМР в данных природных условиях один из компетентных w должен составлять 3–4 м.

Полученные результаты свидетельствуют о работоспособности предложенного метода, по крайней мере, на уровне микрорельефа. Некоторые затруднения может вызвать выбор значений минимального w и Δw . Анализируя полученные графики (рис. 3.6), нетрудно заметить, что если бы мы выбрали $\Delta w = 1$ м, мы бы не обнаружили флуктуаций зависимости коэффициентов корреляции $Moist$ с k_h , k_v и H от w в области некомпетентных w (между $w \cong 4$ м и $w = 7$ м). Причем, при $\Delta w = 1$ м эти флуктуации не были бы обнаружены как при минимальном $w = 1$ м, так и при $w = 1,5$ м (хотя графики заметно бы отличались друг от друга). Исходя из результатов проведенного исследования, мы полагаем, что за минимальное значение w необходимо принимать такой w , при котором можно пренебрегать ошибками в ЦМР, возникающими из-за вычислений производных высоты (подразд. 1.2.3), а Δw не должен превышать половины величины минимального w .

Некоторые трудности могут возникать и при анализе большой территории, включающей неоднородные участки, которые могут характеризоваться различными соотношениями между рельефом и характеристикой ландшафта. В этом случае может быть целесообразным применять разработанный метод для каждого участка в отдельности и определять таким образом компетентные w для каждого из участков.

3.3 Способ анализа, моделирования и картографирования характеристик почвы

3.3.1 Постановка задачи

Рельеф является одним из факторов почвообразования [37, 80, 332, 153, 321, 295]. В отличие от других факторов этого процесса (климата, материнской породы, растительного покрова) и характеристик самой почвы, детальное и достаточно точное количественное описание рельефа – наиболее устойчивого во времени компонента ландшафта – осуществляется относительно быстро и легко. Если для многих зарубежных территорий сегодня существуют ЦМВ с разрешением 25–30 м [238 и др.], то аналогичные по детальности и покрытию количественные описания почвенных характеристик вряд ли появятся даже в долгосрочной перспективе. Это связано как с пространственной и временной изменчивостью почвенных свойств [203, 107], так и с трудоемкостью почвенных съемок или опробований и почвенных лабораторных анализов.

В этой связи в почвоведении получило развитие предсказательное (прогнозное) картографирование почвенных свойств. Оно основано на следующем допущении. Пусть по относительно небольшой выборке измерений установлена зависимость некоторого почвенного свойства от морфометрических характеристик. Если статистическая связь между двумя наборами величин – почвенным свойством и морфометрическими факторами-предпосылками – достаточно тесна, то, используя количественную информацию о рельефе, можно предсказывать пространственное распределение характеристики почвы в пределах поля, ландшафта и, иногда, небольшого региона [399, 197, 227, 378, 192, 375, 436, 50]. Объектами предсказательного картографирования являются морфологические, физические, химические и биологические свойства почвы. Анализ и прогноз пространственного распределения и динамики свойств почвы важны для адекватного сельскохозяйственного использования почв и управления устойчивым развитием агроландшафта.

В ранних предсказательных моделях почвенных свойств в качестве исходных данных о рельефе использовались топографические карты. Так, для прогноза содержания влаги в почве А.П.Федосеев [134] использовал «коэффициент увлаженности», характеризующий запас влаги в корнеобитаемом слое почвы различных участков относительно эталонного приводо-раздельного участка, получающего влагу только из атмосферы, а также данные о сезонной динамике влажности почвы в зависимости от крутизны, экспозиции и формы склона. М. J. Kirkby и R. J. Chorley [344] предложили полуэмпирические математические модели латерального внутрипочвенного влагопереноса, в которых использовалась информация о крутизне и горизонтальной кривизне. Е. Н. Романова [100, 101] разработала метод составления прогнозных карт увлажнения почвы по сезонам на основе анализа карт крутизны, экспозиции и формы склона и эмпирических номограмм, описывающих зависимость влажности почвы от

этих характеристик рельефа. А.А.Светличный с соавт. [459] осуществили компьютерную реализацию метода Романовой [100, 101]. Однако данные подходы учитывали влияние только локальных особенностей геометрии рельефа. Вклад вышележащих участков склонов в формирование и динамику влажности почвы на нижележащих участках (то есть, роль водосборной площади) в них не учитывался.

Метод составления прогнозных карт перераспределения летних осадков, в котором впервые учитывались водосборная площадь и крутизна, разработала также Е.Н.Романова [99]. В соответствии с этим методом, на топографической карте склон делится на участки, однородные по характеристикам почвы и крутизне. Приход воды на любой участок склона складывался из выпавших на данном участке осадков и поверхностного стока с вышележащих участков, который рассчитывается как сумма выпавших там осадков минус количество влаги, поглощенной почвой, в зависимости от площади участков. Каждому участку присваивалось значение эмпирического «коэффициента стока», который учитывал зависимость поверхностного стока и впитывания осадков от крутизны, исходной влажности почвы и вертикальной водопроницаемости. Основным недостатком этого метода было его чисто эмпирическое обоснование, которое затруднило его формализацию и дальнейшее развитие.

К методу Романовой [99] идейно близка TOPMODEL – концепция пространственного моделирования гидрологических процессов на уровне небольшого водосборного бассейна [191, 413]. TOPMODEL основана на трех основных приближениях: 1) Динамика зоны насыщения может быть аппроксимирована последовательностью устойчивых состояний; 2) Гидравлический градиент зоны насыщения в данной точке земной поверхности может быть аппроксимирован крутизной склона в данной точке; 3) Зависимость коэффициента латеральной водопроницаемости от глубины описывается экспоненциальной функцией глубины зеркала грунтовых вод (или дефицита насыщения). Первые два приближения позволяют использовать простые соотношения между влагоемкостью водосборного бассейна (или его дефицитом насыщения) и локальными глубинами зеркала грунтовых вод (или локальными дефицитами насыщения), в которых основным фактором является топографический индекс (подразд. 1.1.7). Различные версии TOPMODEL использовались при математико-картографическом моделировании динамики поверхностного стока, эвапотранспирации, влажности почвы и глубины грунтовых вод преимущественно в суббореальных климатических условиях [191, 413, 463].

Концепция TOPMODEL, как и метод Романовой [99], не учитывает дифференциации влажности почвы за счет влияния экспозиции склонов. Для решения этой проблемы склоны бассейна необходимо разбивать на несколько групп в зависимости от экспозиции, для каждой группы проводить калибровку TOPMODEL, и затем моделировать гидрологические ха-

рактеристики каждой группы склонов отдельно [183]. Кроме того, TOPMODEL является простой моделью, которая была разработана для использования в природных условиях центральной Англии и Уэльса. Поэтому, использование TOPMODEL в других почвенно-гидрологических условиях может приводить к получению неверных результатов [415, 190].

В настоящее время в предсказательном картографировании почвенных свойств наибольшее развитие получили три родственных направления, применяющие аппарат цифрового моделирования рельефа: геостатистические подходы [400], сегментация ландшафта [408, 365] и множественный регрессионный анализ [388, 187, 296]. Минусом существующих подходов является использование ограниченного набора морфометрических величин (обычно 3–5 параметра), что резко снижает возможности моделирования отношений в системе «рельеф–почва». Кроме того, сегментационные методы позволяют получать, как правило, категориальные, а не количественные модели и карты почвенных характеристик (в ходе моделирования происходит переход от количественных шкал ЦМР в категориальные шкалы количественных свойств почвы). Это не всегда может удовлетворять целям исследования.

Автором был разработан способ анализа, моделирования и картографирования свойств почв естественных и агро- ландшафтов на основе цифрового моделирования рельефа, корреляционного и множественного регрессионного анализа [149, 151]. Способ неоднократно использовались автором [278, 281, 282, 257, 286, 287] (разд. 3.4).

3.3.2 Описание способа

Способ включает следующие этапы:

1) Составление ЦМВ некоторого участка (поля). При этом может использоваться ЦМВ, полученная с помощью любой технологии – кинематической GPS-съемки, лидарной аэро-съемки, традиционной наземной топографической съемки. Выбор способа съемки может повлиять на точность и разрешение получаемых ЦМР и последующих карт почвенных свойств, но не меняет последовательность дальнейшей обработки данных.

2) Расчет на основе ЦМВ репрезентативного набора цифровых моделей морфометрических параметров. Рекомендуемый набор включает высоту, четырнадцать локальных параметров (k_h , k_v , H , K , k_{min} , k_{max} , Ka , E , Kr , k_{he} , k_{ve} , M , G и A); два нелокальных параметра (CA и DA или SCA и SDA), а также два комбинированных параметра (TI и SI). Определения, интерпретации и формулы этих параметров приведены в разд. 1.1. Так как заранее нельзя сказать, какие из морфометрических величин в данных условиях контролируют характеристику почвы, при проведении исследования целесообразно использовать их репрезентативный набор.

3) Выделение в пределах участка делянки, которая репрезентативна относительно всего участка с точки зрения распределения значений параметров рельефа. Проверка морфометри-

ческой репрезентативности делянки относительно участка (достоверность различия) проводится, например, с помощью критерия согласия Колмогорова-Смирнова [36]).

4) Отбор почвенных образцов на делянке и проведение лабораторных анализов.

5) Корреляционный и множественный регрессионный анализ характеристик почвы и рельефа для выборок на делянке (размер выборки – не менее 40). Получение регрессионных уравнений характеристик почвы, в которых предикторами являются характеристики рельефа.

6) Расчет прогнозных карт характеристик почвы для всего участка на основе регрессионных уравнений, полученных для делянки, и ЦМР всего участка.

Существует несколько особенностей работы с морфометрическими параметрами:

– Экспозиция является циркулярной величиной: ее значения изменяются от 0° до 360° , причем оба эти значения соответствуют направлению на север. Поэтому экспозиция не может использоваться в линейном статистическом анализе. Для анализа статистических связей экспозиции с другими величинами применяют либо подходы циркулярной статистики [184], либо вместо A используют $\sin A$ и $\cos A$ [343].

– Для многих почвенных и морфометрических параметров характерны статистические распределения, отличающиеся от нормального. Поэтому для оценки статистических связей между рельефом и характеристиками почвы корректнее использовать коэффициенты ранговой корреляции Спирмена [36].

– Некоторые морфометрические параметры формально являются комбинациями других морфометрических параметров. Например, средняя кривизна является комбинацией горизонтальной и вертикальной кривизн (подразд. 1.1.4), а топографический индекс и индекс мощности потоков – комбинации водосборной площади и крутизны склонов (подразд. 1.1.7). В этой связи, одновременное использование горизонтальной, вертикальной и средней кривизн или водосборной площади, крутизны склонов и топографического индекса в множественном линейном регрессионном анализе некорректно.

– Динамический диапазон морфометрической величины на делянке часто бывает меньше динамического диапазона этой величины в пределах всего участка. Это характерно для водосборной и дисперсивной площадей, крутизны и высоты. Однако технически сложно выбрать делянку так, чтобы она полностью удовлетворяла динамическим диапазонам всех морфометрических величин на участке. В случае неполной репрезентативности делянки получаемые регрессионные уравнения нельзя использовать для прогноза характеристик почвы в зонах, где значения морфометрического предиктора существенно отличаются от его динамического диапазона в пределах делянки.

Способ может быть легко интегрирован с базами данных для почвенных исследований [69].

3.4 Полевые исследования

3.4.1 Постановка задачи

Точность моделирования и прогнозного картографирования характеристик почвы с использованием ЦМР зависит не только от пространственной и временной изменчивости почвенных свойств как таковых [203, 107], но и еще от двух родственных факторов.

Во-первых, отношения «рельеф–почва» характеризуются временной вариабельностью. Например, была описана (но не объяснена) временная вариабельность зависимости глубины насыщения от k_n и TI [204], а также сезонная вариабельность зависимости ненасыщенной гидравлической проводимости от положения на склоне [312].

Во-вторых, зависимость свойств почвы от рельефа изменяется с глубиной. При проведении исследований важно знать мощность «эффективного» слоя почвы, в пределах которого связи характеристик почвы и рельефа статистически значимы. Например, в TOPMODEL (подразд. 3.3.1) используется допущение, что с глубиной уменьшается гидравлическая проводимость почвы и, соответственно, влажность почвы [191].

Изучение денитрификации – процесса микробиологической трансформации NO_3^- в газы N_2O и N_2 [405] – важно для понимания двух фундаментальных междисциплинарных проблем: а) динамики азота в региональном и глобальном масштабах [74, 342]; и б) вклада эмиссии N_2O в процессы глобального потепления, разрушения озонового слоя и фотохимического загрязнения атмосферы [226, 382]. В практическом плане, понимание закономерностей процессов денитрификации важно для корректного решения агрономических задач, так как до 30% азотных удобрений теряется из-за активности денитрифицирующих бактерий [394]. Известно, что на ход и направленность денитрификации влияет гидрологическая дифференциация ландшафта [302]. Поэтому неудивительно, что процессы денитрификации зависят от характеристик рельефа [407, 472, 228].

В данном разделе показаны возможности разработанного автором способа анализа, моделирования и картографирования пространственного распределения характеристик почвы на основе цифрового моделирования рельефа (подразд. 3.3.2). Нами исследовались:

- Временная изменчивость влияния рельефа на динамические свойства почвы;
- Изменение влияния рельефа на динамические свойства почвы в зависимости от глубины рассматриваемого почвенного слоя;
- Влияние рельефа на денитрификацию в различных условиях увлажнения почвы.

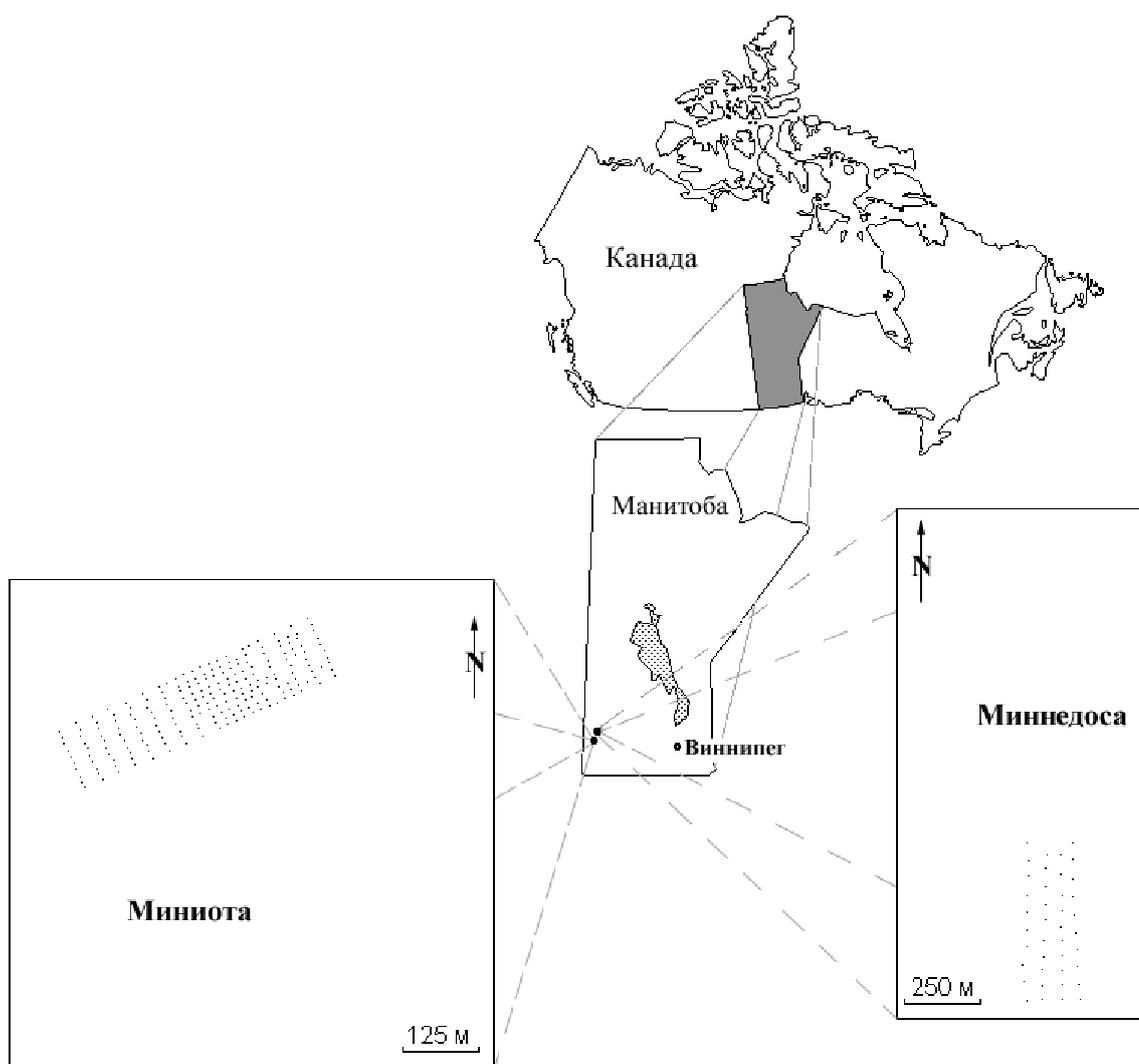


Рисунок 3.7 – Географическое положение участков:

«Миниота» – $50^{\circ}13'40''$ с.ш., $100^{\circ}51'20''$ з.д., «Миннедоса» – $50^{\circ}14'43''$ с.ш., $99^{\circ}50'34''$ з.д.

Точками показаны места отбора почвенных образцов на делянках

Материалы, изложенные в данном разделе публиковались автором в статьях [281, 282, 286, 287, 149, 151].

3.4.2 Описание участков

Работы проводились на двух участках – «Миниота» и «Миннедоса» – расположенных на юге канадской провинции Манитоба (рис. 3.7). Участок «Миниота» расположен приблизительно в 280 км к западу от г. Виннипег. Размеры участка 809×820 м, перепад высот около 6 м (рис. 3.8а). Участок «Миннедоса» расположен приблизительно в 260 км к западу от г. Виннипег. Размеры участка 1680×820 м, перепад высот около 13 м (рис. 3.9а).

Участки расположены в континентальной климатической зоне, с теплым летом и длинной холодной зимой. Средняя летняя температура воздуха 16°C , средняя зимняя температура

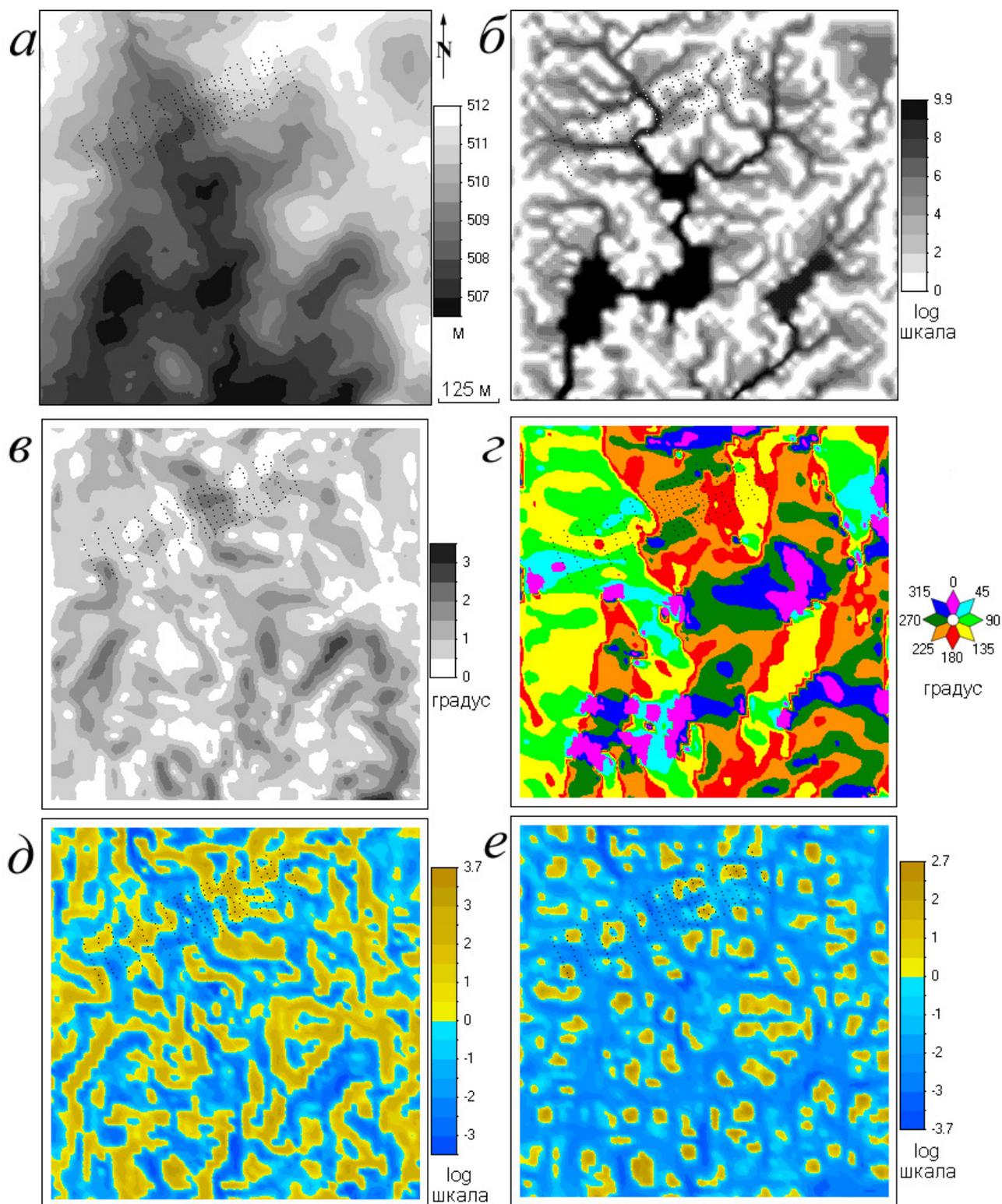


Рисунок 3.8 – Участок «Миниота»:

a – высота, *б* – удельная водосборная площадь, *в* – крутизна склонов, *г* – экспозиция склонов,
д – вертикальная кривизна, *е* – минимальная кривизна.

Точками показаны места отбора почвенных образцов на делянках [149, 151]

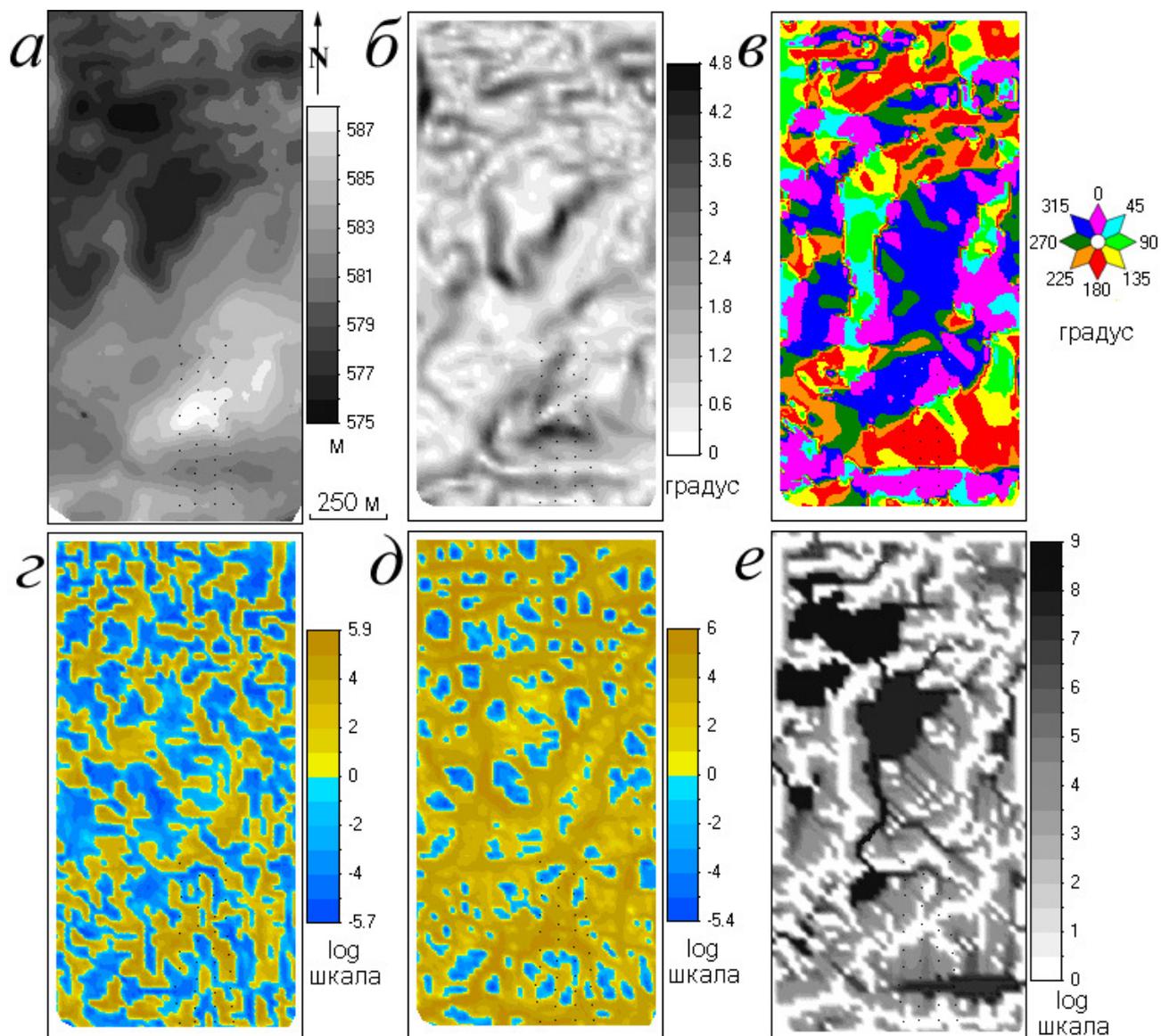


Рисунок 3.9 – Участок «Миннедоса»:

a – высота, $б$ – крутизна склонов, $в$ – экспозиция склонов, $г$ – горизонтальная кривизна, $д$ – максимальная кривизна, $е$ – удельная водосборная площадь.

Точками показаны места отбора почвенных образцов на делянках [149, 151]

воздуха -11°C . Средняя годовая сумма осадков около 460 мм, включая 310 мм в виде дождя и 150 мм в виде снега [266].

Участки расположены в подзоне осиновой лесостепи Канадских прерий, северной части степной зоны Великих Равнин Северной Америки. Местная растительность представлена ивой, осиной и осокой, которые тяготеют к широко распространенным в регионе небольшим заболоченным депрессиям.

Оба участка расположены на полого-волнистой моренной равнине Ньюдейл (абсолютные высоты 500–580 м). Материнские породы представлены суглинистыми ледниковыми отложениями [225]. На участках развиты черноземовидные (Black Chernozem) и глеевые (Gleysol) почвы [209]. На хорошо дренируемых водораздельных пространствах и средних частях склонов на обоих участках преобладают типичные (Orthic) черноземовидные почвы серии Newdale. Для нижних частей склонов и подножий характерны недостаточно дренируемые почвы: на участке «Миниота» это оглеенные элювиальные (Gleyed Eluviated) черноземовидные почвы серии Angusville, а на участке «Миннедоса» – оглеенные карбонатные слабообразованные (Gleyed Carbonated Rego) черноземовидные почвы серии Varscoe. В плохо дренируемых депрессиях развиты глеевые почвы серий Penrith, Hamiota и Drokan [266, 189].

Большая часть обоих участков обрабатывается на протяжении 50 лет. До 1976 г. участок «Миниота» находился в простом зернопаровом севообороте «чистый пар – пшеница». В 1976 г. был начат постоянный севооборот по схеме «злаковые – широколиственные». До 1988 г. использовалась вспашка плугом, а с 1988 г. используется культивация. Участок «Миннедоса» обрабатывается вспашкой плугом (один раз осенью и один-два раза весной). В прежние годы выращивались пшеница, ячмень, овес, рапс и лен [188]. В 2000 г. на участке выращивался рапс, а в 2001 г. – пшеница.

3.4.3 Материалы и методы

Полевые и лабораторные работы выполнялись сотрудниками Manitoba Land Resource Unit (Agriculture and Agri-Food Canada) и сотрудниками и студентами-дипломниками Dep. Soil Science (Univ. Manitoba) в рамках совместных исследований [368, 189, 380]. Применялись стандартные методики (см. ниже).

3.4.3.1 Полевые работы

С помощью кинематической GPS-съемки с использованием приемника Trimble 4600LS, установленного на вездеходе, для обоих участков были получены нерегулярные ЦМВ. Они включают 4211 и 7193 точек для участков «Миниота» и «Миннедоса», соответственно.

На обоих участках были выбраны делянки, включающие типичные для этих ландшафтов почвенные катены (рис. 3.7).

На участке «Миниота» размеры делянки составляют около 450×150 м, перепад высот 4,2 м (рис. 3.8а). Делянка включает 10 трансект длиной 450 м. Вдоль каждой трансекты расположена 21 точка отбора почвенных образцов: на водоразделе и северо-восточном склоне точки расположены с интервалом ~ 30 м, а на юго-западном (более крутом) склоне – с интервалом ~ 15 м. Расстояние между трансектами около 11 м. Всего на делянке 210 точек отбора образцов.

На участке «Миннедоса» размеры делянки составляют около 500×200 м, перепад высот около 8 м (рис. 3.9а). Делянка включает 4 трансекты длиной около 500 м. Вдоль каждой трансекты расположены 10 точек отбора почвенных образцов. Интервал между точками 40–50 м. Расстояние между трансектами около 50 м. Всего на делянке 40 точек отбора образцов.

Все точки отбора почвенных образцов были помечены флажками и их координаты были определены помощью GPS-приемников.

На участке «Миниота» с помощью почвенного бура [451] почвенные образцы отбирались в 210 точках с 4-х глубин: 0–0,3, 0,3–0,6, 0,6–0,9 и 0,9–1,2 м. Среди прочих характеристик почвы по этим образцам определялась весовая влажность почвы (%). Для каждой глубины влажность почвы определялась 6 раз: в начале мая, начале июля и конце августа 1997 и 1998 гг. (в августе 1997 г. – для глубин 0–0,3 и 0,3–0,6 м).

На участке «Миннедоса» определялись две группы характеристик почвы:

– Два свойства почвы, оказывающие влияние на активность почвенной микробиоты: весовая влажность почвы (%) и плотность почвы ($\text{г}/\text{см}^3$).

– Шесть индексов почвенной микробиологической активности (табл. 3.3): наиболее вероятное число микроорганизмов (денитрификаторов), содержание углерода микробной биомассы, ферментативная активность денитрификаторов, степень денитрификации, уровень дыхания микробного сообщества и поток N_2O .

Почвенные образцы отбирались в 40 точках на глубине около 10 см с использованием алюминиевых почвенных пробоотборников диаметром 5 см и высотой 5 см.

Чтобы минимизировать влияние временной вариабельности денитрификации и хранения образцов, отбор почвенных образцов и измерения потока N_2O проводились одновременно. Поток N_2O оценивался с использованием статически вентилируемых камер [325], установленных в радиусе 1 м от каждой точки отбора образцов. После 1 ч аккумуляции газовый образец объемом 15 мл отбирался из каждой камеры с помощью шприца, вводился в 10-мл контейнеры Vacutainer и отправлялся в лабораторию для анализа [205].

Таблица 3.3 – Индексы почвенной микробиологической активности

Индекс, единица измерения	Интерпретация
Наиболее вероятное число денитрификаторов, $\#_{\text{организмов}} \Gamma_{\text{почвы}}^{-1}$	Мера денитрифицирующих микроорганизмов в почве.
Содержание углерода микробной биомассы, $\text{мкг}_C \Gamma_{\text{почвы}}^{-1}$	Мера почвенной микробиоты, выраженная в количестве углерода.
Ферментативная активность денитрификаторов, $\text{мкг}_N \Gamma_{\text{почвы}}^{-1} \text{ч}^{-1}$	Мера денитрифицирующих ферментов в почве.
Степень денитрификации, $\text{мкг}_N \Gamma_{\text{почвы}}^{-1} \text{ч}^{-1}$	Мера общего газообразного азота, продуцируемого в почве.
Уровень дыхания микробного сообщества, $\text{мкг}_{\text{CO}_2} \Gamma_{\text{почвы}}^{-1} \text{ч}^{-1}$	Мера общего дыхания почвенного микробного сообщества, выраженная в количестве двуокиси углерода.
Поток N_2O , $\text{нг}_{\text{N}_2\text{O}} \text{м}^{-2} \text{с}^{-1}$	Мера общего потока N_2O из почвы.

Для оценки влияния рельефа на активность денитрификаторов в разных гидрологических условиях определение всех указанных характеристик проводилось дважды: в июле 2000 и июле 2001 гг. Июль 2000 г. был дождлив, а июль 2001 г. – засушлив: по данным ближайшей метеостанции в г. Брендон (в 40 км в югу от участка), месячные суммы осадков с июля 2000 и июля 2001 составили 133 и 26 мм, соответственно.

3.4.3.2 Лабораторные работы

Влажность почвы определялась путем взвешивания 20–30 г почвенного образца до и после высушивания в сушильном шкафу при 105°C в течение 24 ч. Плотность почвы рассчитывалась по массе и объему образца до высушивания и содержанию влаги [451].

Чтобы обеспечить сравнимость индексов почвенной микробиологической активности, каждый почвенный образец разделялся на несколько частей (по числу необходимых анализов), а проведение анализов начиналось в течение 1 ч с момента отбора образцов в поле.

Содержание углерода микробной биомассы определялось экстракционно-фумигационным методом [451]. Использовалось по два почвенных образца весом 15 г. Один образец экстрагировался с использованием 30 мл 0,5 М K_2SO_4 . Второй образец фумигировался в течение 24 ч в хлороформной атмосфере. Содержание С в фильтрате определялось на анализаторе Technicon AutoAnalyser.

Наиболее вероятное число денитрификаторов определялось с помощью модифицированного метода J.M.Tiedje [464]. Порции (0,5 мл) серий разведений (от 10^{-3} до 10^{-6}) добавлялись к 4,5 мл стерильного питательного раствора в 10-мл контейнер Vacutainer, которые инкубировались в течение 7 дней при 25°C. Наличие денитрификаторов определялось путем измерений накопленного N_2O в хедспейсе на газовом хроматографе Varian 3800.

Измерения «уровень дыхания микробного сообщества – степень денитрификации – ферментативная активность денитрификаторов» проводились последовательно в течение 48 ч с момента отбора образцов.

Для измерения уровня дыхания микробного сообщества применялся модифицированный метод L.M.Zibilske [504]. 5 г почвы инкубировались при комнатной температуре в 20-мл хедспейс-бутылке в течение 2 ч, после чего концентрация CO_2 в хедспейсе определялась на газовом хроматографе Varian 3800.

Для измерения степени денитрификации применялся модифицированный метод E.G.Beauchamp и D.W.Bergstrom [186]. 5 г почвы инкубировались при комнатной температуре в течение 24 ч в 20-мл хедспейс-бутылке, содержащий атмосферный воздух и 10% ацетилен. Затем анализировалась концентрация N_2O в хедспейсе на газовом хроматографе Varian 3800. Ацетилен блокирует переход N_2O в N_2 , поэтому в данном случае по количеству N_2O можно оценивать общую денитрификацию ($N_2O + N_2$).

Для измерения ферментативной активности денитрификаторов применялся модифицированный метод E.G.Beauchamp и D.W.Bergstrom [186]. 5 г почвы инкубировались при комнатной температуре с 4 мл буферного раствора в гелиево-ацетиленовой атмосфере в 20-мл хедспейс-бутылке. Содержание N_2O в хедспейсе измерялось с 30-минутными интервалами на газовом хроматографе Varian 3800.

Собранные *in situ* образцы N_2O анализировались на газовом хроматографе Varian 3800.

3.4.3.3 Обработка данных

3.4.3.3.1 Цифровое моделирование рельефа

Регулярные ЦМВ обоих участков были получены путем интерполяции нерегулярных ЦМВ (п. 3.4.3.1) с использованием триангуляции Делоне и кусочных полиномов второй степени [173].

По регулярным ЦМВ (рис. 3.8а, 3.9а) были рассчитаны все рекомендованные (подразд. 3.3.2) морфометрические характеристики. Их расчет проводился с шагом 15 м для участка «Миниота» и с шагом 20 м для участка «Миннедоса» (рис. 3.8, 3.9). Такие значения шага сетки соответствуют характерным размерам элементов микрорельефа на участках. Локальные

морфометрические характеристики рассчитывались авторским методом (разд. 2.1), а нелокальные характеристики рельефа – методом Мартца – де Янга (п. 1.1.5.1). Полученные ЦМР включают по 2743 и 3193 точек для участков «Миниота» и «Миннедоса», соответственно.

Чтобы избежать потери информации о пространственном распределении морфометрических характеристик из-за широкого динамического диапазона их значений, при картографировании они были логарифмически трансформированы по формуле (1.25) при $n = 4$.

Для определения значений морфометрических характеристик в точках отбора почвенных образцов применялась интерполяция полученных ЦМР с использованием триангуляции Делоне и кусочных полиномов второй степени [173].

Цифровое моделирование рельефа и картографирование проведено с помощью программы LandLord (прил. А).

3.4.3.3.2 Статистический анализ

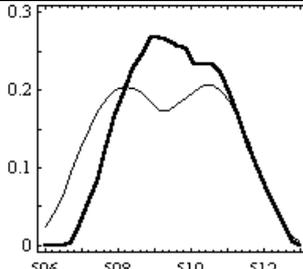
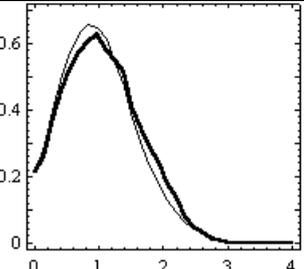
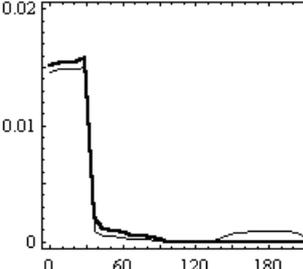
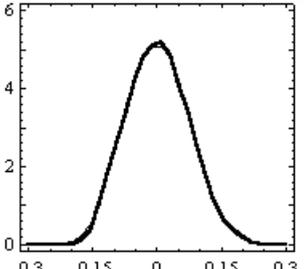
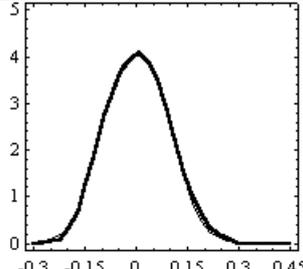
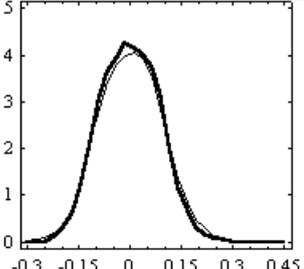
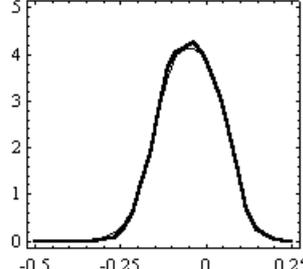
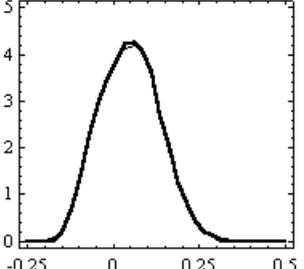
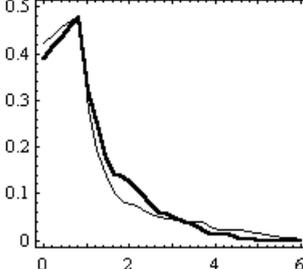
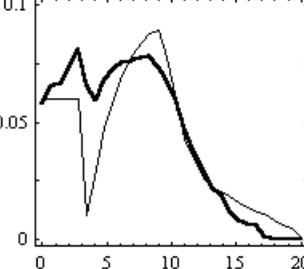
Характеристики статистического распределения морфометрических параметров на делянках и участках представлены в табл. 3.4 и 3.5, а почвенных свойств на делянках – в табл. 3.6 и 3.7. На участке «Миниота» размеры выборок для делянки и участка равнялись 210 и 2743, соответственно, а на участке «Миннедоса» – 40 и 3193, соответственно.

Проверка морфометрической репрезентативности каждой из делянок относительно соответствующего участка (табл. 3.4, 3.5) проведена с использованием критерия согласия Колмогорова-Смирнова [36]. Из результатов этой проверки следует, что распределения k_v , k_h , H , k_{min} , k_{max} и других кривизн на делянках статистически не отличаются от распределения этих параметров рельефа на соответствующих участках. Вместе с тем, распределения z , G , SCA , TI и SI на делянках статистически отличны от их распределения на соответствующих участках.

Оценка статистического различия распределений почвенных свойств, измеренных в разные годы (1997 и 1998 гг. для участка «Миниота»; 2000 и 2001 гг. для участка «Миннедоса»), также проведена с использованием критерия согласия Колмогорова-Смирнова (табл. 3.6, 3.7).

Для оценки статистических связей между почвенными и морфометрическими характеристиками на делянках был проведен корреляционный анализ между всеми измеренными характеристиками почвы с одной стороны и всеми рассчитанными параметрами рельефа с другой стороны. Рассчитывались коэффициенты ранговой корреляции Спирмена [36]. На участке «Миниота» размер выборок составлял 210, а на участке «Миннедоса» – 40. Результаты корреляционного анализа представлены в табл. 3.8 и 3.9.

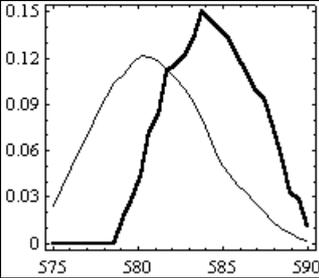
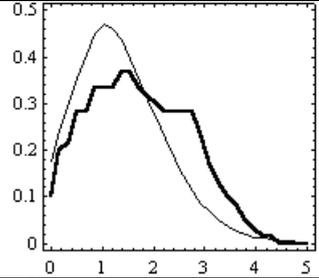
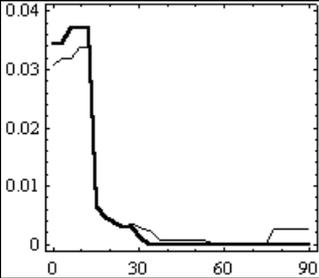
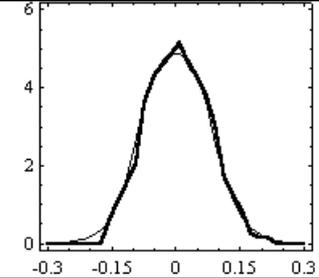
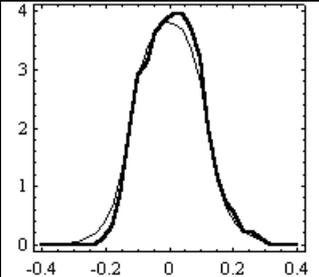
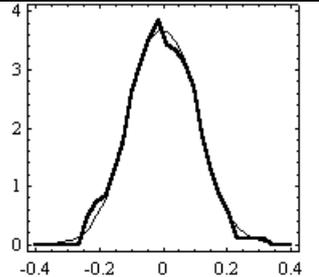
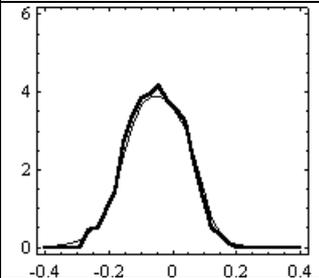
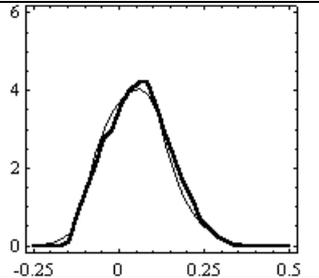
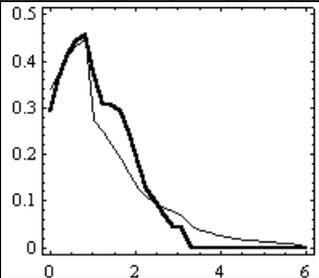
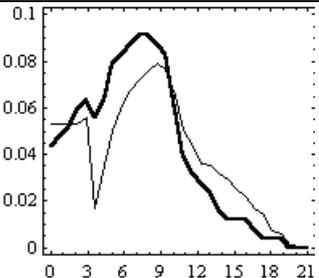
Таблица 3.4 – Графики плотности распределения и статистики морфометрических характеристик на делянке (Д) и участке (У) «Миниота»

Плотность распределения	Д	У	Плотность распределения	Д	У
	z, M min 507,73 506,31 max 511,82 512,13 \bar{x} 509,66 509,31 s 1,13 1,47 Dn (P) 0,211 (0,00)			$G, ^\circ$ min 0,07 0,03 max 2,34 3,43 \bar{x} 1,02 0,96 s 0,51 0,50 Dn (P) 0,082 (0,14)	
	$SCA, \times 10^2, \text{M}$ min 0,00 0,00 max 60,28 201,15 \bar{x} 3,84 11,66 s 10,74 41,17 Dn (P) 0,386 (0,00)			$H, \times 10^{-2}, \text{M}^{-1}$ min -0,097 -0,250 max 0,160 0,291 \bar{x} 0,003 0,000 s 0,051 0,053 Dn (P) 0,053 (0,64)	
	$k_h, \times 10^{-2}, \text{M}^{-1}$ min -0,173 -0,296 max 0,184 0,446 \bar{x} 0,006 0,001 s 0,066 0,066 Dn (P) 0,056 (0,59)			$k_v, \times 10^{-2}, \text{M}^{-1}$ min -0,130 -0,288 max 0,182 0,403 \bar{x} 0,000 -0,001 s 0,055 0,066 Dn (P) 0,076 (0,21)	
	$k_{min}, \times 10^{-2}, \text{M}^{-1}$ min -0,203 -0,431 max 0,127 0,142 \bar{x} -0,044 -0,047 s 0,055 0,060 Dn (P) 0,060 (0,49)			$k_{max}, \times 10^{-2}, \text{M}^{-1}$ min -0,064 -0,185 max 0,193 0,454 \bar{x} 0,050 0,047 s 0,056 0,062 Dn (P) 0,051 (0,70)	
	SI min 0,00 0,00 max 4,10 5,60 \bar{x} 0,73 0,72 s 0,88 1,09 Dn (P) 0,361 (0,00)			TI min 0,00 0,00 max 14,60 18,85 \bar{x} 5,53 5,80 s 4,04 4,92 Dn (P) 0,361 (0,00)	

Примечания

- 1 По оси Y отложена плотность вероятности распределения, по оси X – значения морфометрической характеристики.
- 2 Толстая и тонкая линии – характеристики рельефа на делянке и участке, соответственно.
- 3 min – минимальное, max – максимальное, \bar{x} – среднее, s – стандартное отклонение, Dn (P) – статистика Колмогорова-Смирнова и уровень значимости.

Таблица 3.5 – Графики плотности распределения и статистики морфометрических характеристик на делянке (Д) и участке (У) «Миннедоса»

Плотность распределения	Д	У	Плотность распределения	Д	У
	$z, \text{ M}$ min 580,89 575,13 max 588,49 588,57 \bar{x} 584,44 580,88 s 2,16 2,83 Dn (P) 0,566 (0,00)			$G, ^\circ$ min 0,3 0,0 max 3,7 4,8 \bar{x} 1,7 1,3 s 0,9 0,8 Dn (P) 0,280 (0,00)	
	$SCA, \times 10^2, \text{ M}$ min 0,00 0,00 max 17,54 89,00 \bar{x} 2,09 9,17 s 4,70 22,97 Dn (P) 0,333 (0,00)			$H, \times 10^{-2}, \text{ M}^{-1}$ min -0,08 -0,26 max 0,14 0,22 \bar{x} 0,01 0,00 s 0,05 0,06 Dn (P) 0,139 (0,43)	
	$k_h, \times 10^{-2}, \text{ M}^{-1}$ min -0,09 -0,32 max 0,19 0,40 \bar{x} 0,01 0,00 s 0,06 0,07 Dn (P) 0,143 (0,40)			$k_v, \times 10^{-2}, \text{ M}^{-1}$ min -0,14 -0,34 max 0,22 0,29 \bar{x} 0,00 0,00 s 0,08 0,08 Dn (P) 0,084 (0,94)	
	$k_{min}, \times 10^{-2}, \text{ M}^{-1}$ min -0,16 -0,37 max 0,06 0,16 \bar{x} -0,05 -0,05 s 0,05 0,06 DN (P) 0,090 (0,91)			$k_{max}, \times 10^{-2}, \text{ M}^{-1}$ min -0,04 -0,23 max 0,21 0,42 \bar{x} 0,06 0,05 s 0,06 0,07 DN (P) 0,136 (0,46)	
	SI min 0,00 0,00 max 2,33 5,98 \bar{x} 0,84 0,93 s 0,74 1,11 Dn (P) 0,333 (0,00)			TI min 0,00 0,00 max 16,13 20,39 \bar{x} 5,90 6,37 s 4,19 5,15 Dn (P) 0,333 (0,00)	

Примечание – Обозначения см. примеч. к табл. 3.4.

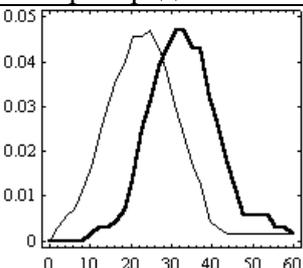
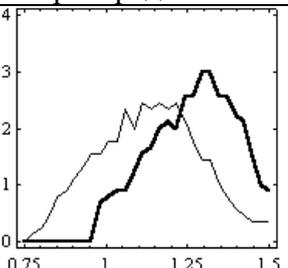
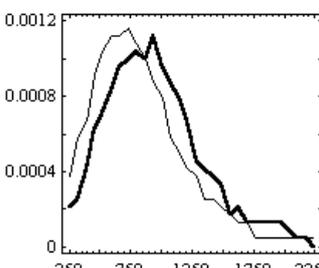
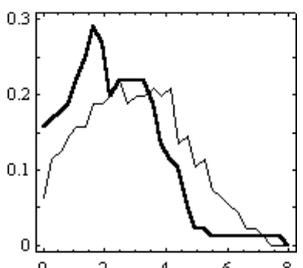
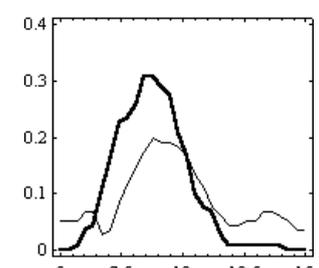
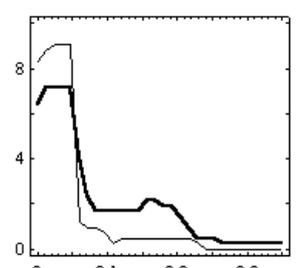
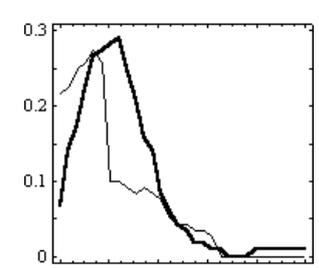
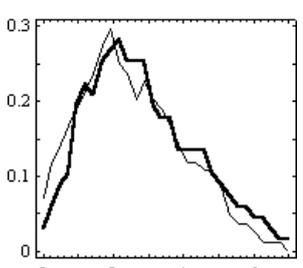
Таблица 3.6 – Графики плотности распределения и статистики влажности почвы (%) на делянке участка «Миниота»

Глубина, м	Плотность распределения		Май		Плотность распределения		Июль		Плотность распределения		Август	
	1997	1998	1997	1998	1997	1998	1997	1998	1997	1998	1997	1998
0–0,3			min 34,09 max 22,34 \bar{x} 3,88 s 17 CV 0,256 (0,00) Dn (P) 0,256 (0,00)	min 10,78 max 34,05 \bar{x} 20,34 s 3,59 CV 18 Dn (P) 0,256 (0,00)			min 29,71 max 20,16 \bar{x} 3,00 s 15 CV 0,709 (0,00) Dn (P) 0,709 (0,00)	min 17,95 max 37,11 \bar{x} 26,70 s 3,76 CV 14 Dn (P) 0,709 (0,00)			min 24,39 max 15,59 \bar{x} 3,13 s 20 CV 0,600 (0,00) Dn (P) 0,600 (0,00)	min 7,18 max 30,71 \bar{x} 20,49 s 3,03 CV 15 Dn (P) 0,600 (0,00)
0,3–0,6			min 39,86 max 17,29 \bar{x} 3,60 s 21 CV 0,465 (0,00) Dn (P) 0,465 (0,00)	min 8,48 max 25,20 \bar{x} 13,64 s 3,85 CV 28 Dn (P) 0,465 (0,00)			min 14,05 max 24,83 \bar{x} 2,71 s 19 CV 0,833 (0,00) Dn (P) 0,833 (0,00)	min 11,13 max 42,26 \bar{x} 21,19 s 3,26 CV 15 Dn (P) 0,833 (0,00)			min 18,16 max 10,23 \bar{x} 2,12 s 21 CV 0,795 (0,00) Dn (P) 0,795 (0,00)	min 3,94 max 28,73 \bar{x} 16,75 s 3,03 CV 18 Dn (P) 0,795 (0,00)
0,6–0,9			min 24,97 max 14,85 \bar{x} 3,34 s 22 CV 0,293 (0,00) Dn (P) 0,293 (0,00)	min 5,51 max 22,58 \bar{x} 13,21 s 2,71 CV 21 Dn (P) 0,293 (0,00)			min 20,72 max 14,71 \bar{x} 2,91 s 20 CV 0,759 (0,00) Dn (P) 0,759 (0,00)	min 10,47 max 29,49 \bar{x} 20,45 s 2,83 CV 14 Dn (P) 0,759 (0,00)			min – max – \bar{x} – s – CV – Dn (P) –	min – max – \bar{x} – s – CV – Dn (P) –
0,9–1,2			min 22,93 max 14,66 \bar{x} 2,58 s 18 CV 0,083 (0,48) Dn (P) 0,083 (0,48)	min 4,31 max 23,86 \bar{x} 14,57 s 2,40 CV 16 Dn (P) 0,083 (0,48)			min 14,90 max 23,18 \bar{x} 2,60 s 17 CV 0,737 (0,00) Dn (P) 0,737 (0,00)	min 11,63 max 32,94 \bar{x} 19,47 s 2,75 CV 14 Dn (P) 0,737 (0,00)			min – max – \bar{x} – s – CV – Dn (P) –	min – max – \bar{x} – s – CV – Dn (P) –

Примечания

- 1 По оси Y отложена плотность вероятности распределения, по оси X – значения влажности.
- 2 Толстая и тонкая линии – влажность в 1997 и 1998 гг., соответственно.
- 3 CV – коэффициент вариации, другие обозначения см. примеч. 3 к табл. 3.4.

Таблица 3.7 – Графики плотности распределения и статистики почвенных свойств на делянке участка «Миннедоса» (для поверхностного слоя почвы)

Плотность распределения	2000	2001	Плотность распределения	2000	2001
	Влажность, % min 19,00 9,83 max 57,00 52,27 \bar{x} 33,35 23,24 s 7,16 7,60 CV 21 33 Dn (P) 0,650 (0,00)			Плотность, г/см³ min 1,07 0,87 max 1,51 1,41 \bar{x} 1,27 1,13 s 0,12 0,14 CV 9 13 Dn (P) 0,475 (0,00)	
	Содержание углерода микробной биомассы, МКГ_CГ⁻¹ почвы min 316,20 257,02 max 1907,20 2053,82 \bar{x} 926,88 803,89 s 364,71 361,80 CV 39 45 Dn (P) 0,225 (0,26)			Ферментативная активность денитрификаторов, МКГ_NГ⁻¹ почвы Ч⁻¹ min 0,58 0,60 max 6,75 6,24 \bar{x} 2,25 2,92 s 1,36 1,56 CV 60 54 Dn (P) 0,300 (0,05)	
	Наиболее вероятное число денитрификаторов, # организмов Г⁻¹ почвы min 1056 141 max 293919 3004034 \bar{x} 15306 238779 s 45754 631858 CV 299 265 Dn (P) 0,325 (0,03)			Степень денитрификации, МКГ_NГ⁻¹ почвы Ч⁻¹ min 0,00 0,00 max 0,32 0,18 \bar{x} 0,06 0,01 s 0,08 0,04 CV 136 276 Dn (P) 0,550 (0,00)	
	Уровень дыхания микробного сообщества, МКГ_{CO2}Г⁻¹ почвы Ч⁻¹ min 0,27 0,14 max 9,21 5,04 \bar{x} 2,39 1,40 s 1,50 1,54 CV 63 110 Dn (P) 0,575 (0,00)			Поток N₂O, нГ_{N2O}М⁻²с⁻¹ min 0 0,92 max 643,35 327,64 \bar{x} 41,99 31,51 s 113,35 58,60 CV 270 186 Dn (P) 0,138 (0,89)	

Примечания

- 1 По оси Y отложена плотность вероятности распределения, по оси X – значения свойства почвы.
- 2 Толстая и тонкая линии – свойства почвы в 2000 и 2001 гг., соответственно.
- 3 CV – коэффициент вариации, другие обозначения см. примеч. 3 к табл. 3.4.

Таблица 3.8 – Коэффициенты ранговой корреляции Спирмена между влажностью почвы и морфометрическими характеристиками на делянке участка «Миниота»

Глубина, м	Сезон	z	G	$\sin A$	$\cos A$	k_h	k_v	H	k_{min}	k_{max}	SCA	TI	SI
0–0,3	1997												
	Май	-0,43	-0,38	–	0,17	-0,29	-0,41	-0,40	-0,35	-0,38	0,34	0,33	0,32
	Июль	-0,37	-0,39	–	0,27	-0,23	-0,37	-0,34	-0,25	-0,37	0,36	0,32	0,30
	Август	-0,35	-0,25	–	0,14	-0,17	-0,24	-0,23	-0,21	-0,19	0,25	0,26	0,20
	1998												
	Май	-0,44	-0,31	–	0,20	-0,29	-0,48	-0,44	-0,34	-0,46	0,46	0,46	0,42
Июль	-0,29	-0,41	0,33	–	-0,23	-0,18	-0,26	-0,21	-0,24	0,29	0,30	0,22	
Август	-0,36	-0,39	–	0,17	-0,23	-0,33	-0,31	-0,23	-0,36	0,33	0,30	0,24	
0,3–0,6	1997												
	Май	-0,23	-0,17	-0,19	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	Июль	-0,26	-0,27	–	–	–	-0,21	–	–	–	0,19	–	0,14
	Август	-0,19	-0,30	–	–	–	-0,20	-0,17	-0,15	-0,17	0,19	0,16	–
	1998												
	Май	-0,38	-0,15	-0,25	–	–	-0,29	-0,22	-0,20	-0,19	0,21	0,17	0,21
Июль	-0,23	-0,24	0,22	–	–	–	–	–	–	0,15	–	–	
Август	-0,26	–	–	0,19	–	–	–	–	–	–	–	–	
0,6–0,9	1997												
	Май	-0,28	-0,17	–	–	–	–	–	–	–	0,14	0,13	–
	Июль	-0,26	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	1998												
	Май	-0,33	–	-0,26	0,15	–	-0,15	–	-0,15	–	–	–	–
	Июль	-0,29	-0,16	–	0,19	–	–	–	–	–	–	–	–
Август	-0,30	–	–	0,14	–	-0,14	–	–	–	–	–	–	
0,9–1,2	1997												
	Май	-0,24	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	Июль	-0,41	–	–	–	–	-0,16	-0,18	-0,21	–	0,20	0,17	0,20
	1998												
	Май	-0,29	–	-0,21	–	–	-0,15	–	–	–	–	–	–
	Июль	-0,37	-0,15	0,17	0,19	-0,14	-0,17	-0,20	-0,24	–	–	–	–
Август	-0,21	–	–	0,20	–	–	–	–	–	–	–	–	

Примечания

- 1 Уровень значимости $\leq 0,05$; прочерк – незначимые корреляции.
- 2 Корреляции с k_{he} , k_{ve} , E , M , Kr , Ka , K статистически незначимы и не указаны.

При выборе переменных, достаточных для количественного описания зависимостей измеренных характеристик почвы от рассчитанных морфометрических параметров на делянках, с помощью модели множественной линейной регрессии использовалась процедура пошагового отбора переменных [2]. На участке «Миниота» размер выборок составлял 210, а на участке «Миннедоса» – 40. Результаты регрессионного анализа представлены в табл. 3.10–3.12 (приведены параметры регрессий только с $R^2 \geq 0,40$).

Таблица 3.9 – Коэффициенты ранговой корреляции Спирмена между свойствами почвы и морфометрическими характеристиками на делянке участка «Миннедоса»

Свойство почвы	Морфометрическая характеристика												
	Год	<i>z</i>	<i>G</i>	<i>sinA</i>	<i>cosA</i>	<i>k_h</i>	<i>k_v</i>	<i>H</i>	<i>k_{min}</i>	<i>k_{max}</i>	<i>SCA</i>	<i>TI</i>	<i>SI</i>
Влажность поверхностного слоя	2000	-0,51	-	-	-	-	-0,60	-0,48	-0,33	-0,43	0,42	0,53	0,34
	2001	-0,50	-	-	-	-	-0,37	-0,31	-	-0,33	-	-	-
Плотность поверхностного слоя	2000	0,53	0,35	-	-	-	0,65	0,57	0,36	0,58	-0,47	-0,65	-0,49
	2001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Наиболее вероятное число денитрификаторов	2000	-	-0,41	-0,40	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Содержание углерода микробной биомассы	2000	-0,48	-0,30	-	-	-	-0,39	-0,32	-	-0,33	0,38	0,50	-
	2001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ферментативная активность денитрификаторов	2000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Степень денитрификации	2000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,52	0,46	0,40
	2001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Уровень дыхания микробного сообщества	2000	-	-0,40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Поток N ₂ O	2000	-	-	-	-	-	-0,37	-	-	-	-	-	-
	2001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечания

- 1 Уровень значимости $\leq 0,05$; прочерк – незначимые корреляции.
- 2 Корреляции с *k_{пе}*, *k_{ве}*, *E*, *M*, *Kr*, *Ka* и *K* статистически незначимы и не указаны.

Используя полученные регрессионные уравнения (табл. 3.10–3.12) и цифровые модели морфометрических параметров (рис. 3.8, 3.9), вошедшие в эти уравнения в качестве предикторов, для соответствующих участков были получены прогнозные цифровые модели и карты характеристик почвы (рис. 3.10). Цифровые модели прогнозных значений почвенных характеристик включают по 2756 точек для участка «Миниота» и по 3193 точки для участка «Миннедоса».

В зонах, где значения параметров-предикторов существенно отличаются от диапазона значений предикторов на делянке, картографирование не проводилось. На участке «Миниота» расчеты не проводились для зон со значениями $SCA > 6028$ м, $z < 507,7$ м и $G > 2,5^\circ$. На участке «Миннедоса» расчеты не проводились для зон со значениями $SCA > 1754$ м, $z < 580,8$ м и $G > 3,7^\circ$. Эти зоны показаны крапом (рис. 3.10). Рисунок прогнозных карт в определенной степени отражает рисунок карт параметров рельефа (рис. 3.8, 3.9). В качестве критерия точности полученных карт можно использовать коэффициенты детерминации регрессионных уравнений (табл. 3.10–3.12).

Для статистического анализа использовалась программа Statgraphics Plus 3.0 (© Statistical Graphics Corp., 1994–1997). Прогнозные карты характеристик почвы получены с помощью программы LandLord (прил. А).

3.4.4 Результаты и обсуждение

3.4.4.1 Изменчивость связей влажности почвы с характеристиками рельефа

Результаты корреляционного анализа (табл. 3.8) показывают, что на участке «Миниота» влажность почвы на глубине 0–0,3 м зависела от большинства характеристик рельефа (за исключением k_{he} , k_{ve} , E , M , Kr , Ka и K). Такой результат был предсказуем и соотносится с результатами других исследований (разд. 3.1) и интерпретацией параметров рельефа (табл. 1.1).

Например, с увеличением G , увеличиваются скорость водных потоков и площадь склона, что приводит к уменьшению количества поступающих на единицу площади осадков, уменьшению их инфильтрации, увеличению стока и испарения и, следовательно, уменьшению влажности почвы. Все это приводит к отрицательным корреляциям между влажностью почвы и G (табл. 3.8). k_h и k_v являются определяющими локальными факторами динамики поверхностного и внутрипочвенного стока. Влажность почвы возрастает при $k_h < 0$ или $k_v < 0$, и уменьшается при $k_h > 0$ или $k_v > 0$. Это приводит к отрицательным корреляциям влажности почвы с k_h и k_v (табл. 3.8). Так как влажность почвы сильнее коррелирует с k_v , чем с k_h , главным механизмом, контролирующим аккумуляцию потоков на участке, является их относительное замедление; конвергенция потоков имеет второстепенный характер.

Таблица 3.10 – Параметры уравнения регрессии и результаты проверки гипотезы об адекватности модели для влажности почвы (слой 0–0,3 м, июль 1997, участок «Миниота»)

Предиктор	Коэффициент	Стандартная ошибка коэффициента	95% доверительный интервал		
			нижняя граница	верхняя граница	
Constant	250,02	89,11	74,31	425,73	
z	-0,45	0,17	-0,79	-0,10	
G	-2,41	0,34	-3,08	-1,74	
$\sin A$	-0,79	0,24	-1,26	-0,32	
$\cos A$	1,20	0,35	0,52	1,89	
k_v	-22,11	4,62	-31,22	-13,01	
k_{min}	16,82	5,16	6,65	27,00	
$\ln SCA$	0,34	0,10	0,15	0,52	
Источник варьирования	Сумма квадратов	Число степеней свободы	Дисперсия	Критерий Фишера	Уровень значимости
Модель	854,65	7	122,09	24,08	0,00
Остатки	1024,02	202	5,07		
Сумма	1878,67	209			
Коэффициент детерминации		0,45			
Стандартная ошибка оценки		2,25			
Статистика Дурбина-Ватсона		1,75			

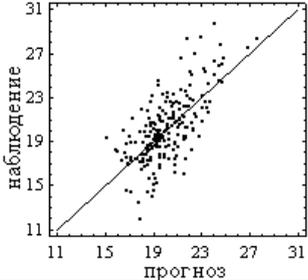


Таблица 3.11 – Параметры уравнения регрессии и результаты проверки гипотезы об адекватности модели для влажности почвы (слой 0–0,3 м, май 1998, участок «Миниота»)

Предиктор	Коэффициент	Стандартная ошибка коэффициента	95% доверительный интервал		
			нижняя граница	верхняя граница	
Constant	319,80	96,71	129,12	510,49	
z	-0,58	0,19	-0,96	-0,21	
G	-2,56	0,39	-3,33	-1,79	
$\sin A$	-0,88	0,27	-1,42	-0,35	
k_v	-33,87	5,29	-44,30	-23,44	
k_{min}	25,68	5,94	13,97	37,38	
$\ln SCA$	0,55	0,11	0,33	0,76	
Источник варьирования	Сумма квадратов	Число степеней свободы	Дисперсия	Критерий Фишера	Уровень значимости
Модель	1326,28	6	221,05	32,91	0,00
Остатки	1363,44	203	6,72		
Сумма	2689,72	209			
Коэффициент детерминации		0,49			
Стандартная ошибка оценки		2,59			
Статистика Дурбина-Ватсона		1,802			

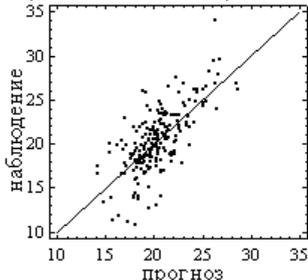


Таблица 3.12 – Параметры уравнения регрессии и результаты проверки гипотезы об адекватности модели для содержания углерода микробной биомассы (июль 2000 г., участок «Миннедоса»)

Предиктор	Коэффициент	Стандартная ошибка коэффициента	95% доверительный интервал		
			нижняя граница	верхняя граница	
Constant	47247,7	19038,5	8309,6	86185,8	
z	-79,17	32,61	-145,85	-12,48	
$\ln SCA$	73,29	34,29	3,15	143,42	
Источник варьирования	Сумма квадратов	Число степеней свободы	Дисперсия	Критерий Фишера	Уровень значимости
Модель	2285180	2	1142590	12,14	0.00
Остатки	2730100	29	94141,3		
Сумма	5015280	31			
Коэффициент детерминации		0,46			
Стандартная ошибка оценки		306,83			
Статистика Дурбина-Ватсона		2,32			

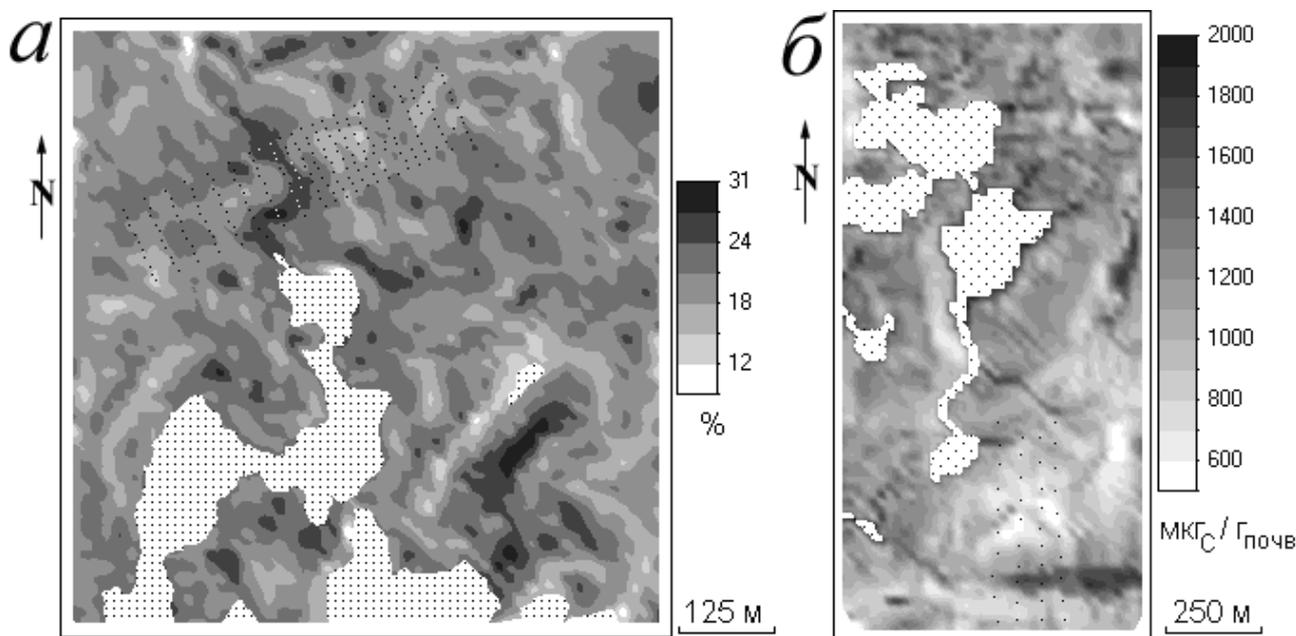
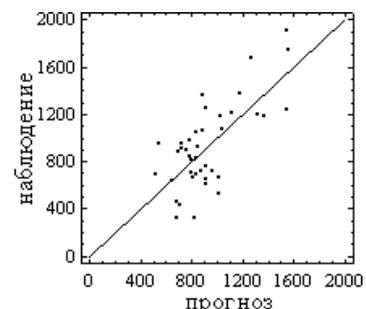


Рисунок 3.10 – Прогнозные карты почвенных свойств [149, 151, 287]:

а – участок «Миниота», влажность почвы в верхнем 30-см слое (май 1998 г.);

б – участок «Миннедоса», содержание углерода микробной биомассы (2000 г.).

Крапом обозначены зоны, для которых прогнозные значения не рассчитывались.

Точками показаны места отбора почвенных образцов на делянках

Отрицательные корреляции влажности почвы с H (табл. 3.8) связаны с тем, что H представляет конвергенцию и относительное замедление потоков с равными весами.

Положительные корреляции влажности почвы с SCA (табл. 3.8) связаны с увеличением содержания влаги в почве на единицу площади при движении вниз по склону, от бровки к подножью, благодаря поступлению дополнительной влаги с вышележащих участков склона. Поэтому, при увеличении SCA , влажность почвы также возрастает. Отметим, что статистическая зависимость влажности почвы от z (табл. 3.8) также является результатом влияния водосборной площади на содержание влаги в почве. Высота сама по себе не является мерой известных физических механизмов переноса влаги под действием гравитации (для участка «Миниота» влияние высоты на влажность почвы из-за высотной зональности исключено).

Для разных сезонов получены два регрессионных уравнения, описывающих влажность почвы на глубине 0–0,3 м с $R^2 \geq 0,40$ (табл. 3.10, 3.11). Они объясняют до 49% пространственной изменчивости влажности почвы в верхнем 30-см слое. Так как в регрессионных уравнениях в качестве предикторов используются только морфометрические параметры, можно говорить, что рельеф контролирует приведенную долю пространственной изменчивости влажности почвы. Полученные регрессионные уравнения могут быть с определенной осторожностью использованы для получения прогнозных карт влажности почвы на участках с близкими геоморфологическими, гидрологическими и почвенными характеристиками.

Статистическую связь влажности почвы с некоторой характеристикой рельефа в разные сезоны описывают различные коэффициенты корреляции (табл. 3.8). Это свидетельствует о существовании временной вариабельности в отношениях «влажность почвы – рельеф». Абсолютные значения коэффициентов корреляции влажности почвы с некоторой характеристикой рельефа уменьшаются с увеличением глубины отбора образцов или становятся незначимыми (табл. 3.8). Это свидетельствует об уменьшении влияния рельефа на влажность почвы с увеличением глубины почвенного слоя.

Рельеф «контролирует» многие почвенные свойства постольку, поскольку его характеристики определяют пути латеральной миграции влаги и участки ее аккумуляции (разд. 3.1), а «...главным фактором почвообразования является увлажнение почвы...» [80, с. 31]. Поэтому, хотя указанные в предыдущем абзаце закономерности установлены нами только для одной характеристики почвы – ее влажности, мы считаем возможным обобщить их на другие динамические свойства почвы, которые зависят от содержания влаги в почве.

Свойства почвы являются интегральным результатом различных процессов с различным характерным временем протекания (относятся к различным временным масштабам) [124] и различной временной вариабельностью. Именно поэтому отношения между характе-

ристиками рельефа и почвы оказываются нестабильными во времени. Действительно, так как тектонические и эрозионные процессы изменяют рельеф относительно медленно, морфометрические характеристики можно рассматривать как стабильные во времени детерминанты развития почвы. Другие факторы почвообразования, например, характеристики растительного покрова, имеют более высокую временную вариабельность. Это приводит к временной вариабельности в пространственно распределенном отклике почвы, которая может наблюдаться как временные вариации в отношениях между почвенными и морфометрическими характеристиками. Степень этой временной вариабельности может быть связана со степенью вариабельности рассматриваемого свойства почвы: связи между рельефом и относительно стабильными свойствами почвы (например, мощностью генетических горизонтов) могут характеризоваться низкой временной вариабельностью (не меняться в течение десятков лет).

Причиной изменения влияния рельефа на свойства почвы в зависимости от глубины почвенного слоя (назовем это явление «глубинной вариабельностью») может являться пространственная изменчивость уменьшения гидравлической проводимости почвы с глубиной. Если бы это уменьшение было одинаково во всех точках ландшафта (как принимается в TOPMODEL [191]), мы получили бы одинаковые коэффициенты корреляции между почвенными и морфометрическими характеристиками для всех рассмотренных глубин. Пространственная изменчивость уменьшения гидравлической проводимости с глубиной может быть связана с пространственной вариабельностью процессов почвообразования, существованием реликтовых почвенных структур, а также (для рассматриваемого участка) случайным включением в морену песчаных или супесчаных линз. На данном участке зависимость почвенных свойств от рельефа сильнее всего проявляется на глубине 0–0,3 м. В других природных условиях «эффективный» почвенный слой может иметь другую мощность.

Временная и глубинная вариабельность отношений «рельеф–почва» должна учитываться наряду с региональной и масштабной вариабельностью контроля рельефом почвенных свойств. Под региональной вариабельностью здесь понимается различия в контроле рельефом почвенных свойств в различных природных условиях. Под масштабной вариабельностью здесь понимается изменения в характере отношений «рельеф–почва» при смене иерархии биогеоценоза и/или масштаба исследования [285] (разд. 3.2).

Временная вариабельность отношений «рельеф–почва» была впервые количественно описана на примере влажности почвы в 1999 г. двумя группами: нами [281] и независимо от нас [487]. Глубинная вариабельность отношений «рельеф–почва» была впервые количественно описана нами на примере влажности почвы [281]. Позднее, аналогичные закономерности были найдены для распределения в почве нитратного азота [73].

3.4.4.2 Влияние рельефа на денитрификацию

Различные метеорологические условия в июле 2000 г. и июле 2001 г. (п. 3.4.3.1) стали причиной различного увлажнения ландшафта: разница средних значений влажности почвы на делянке в эти месяцы составляет 10% (табл. 3.7). Условия повышенного и пониженного увлажнения характеризовались существенными различиями в отношениях между свойствами почвы и почвенной микробиологической активностью [286], а также между свойствами почвы и морфометрическими характеристиками (табл. 3.9).

3.4.4.2.1 Условия повышенного увлажнения

Проведенный нами ранее корреляционный анализ показал существенную зависимость всех почвенных микробиологических индексов (в особенности – содержания углерода микробной биомассы и ферментативной активности денитрификаторов) от влажности почвы в условиях повышенного увлажнения в июле 2000 г. Содержание углерода микробной биомассы, число денитрификаторов и их ферментативная активность в этот период зависели и от плотности почвы [286]. Эти результаты соответствуют наблюдениям других исследователей [303, 481]. Действительно, содержание влаги в почве и плотность почвы во многом определяют степень аэрации почвы. Эти параметры также влияют на миграцию влаги в почве и, соответственно, распределение азота и органического углерода, которые являются регуляторами денитрификации. Повышение содержания влаги (увеличение количества пор, заполненных водой) и/или плотности почвы (уменьшение общего количества пор) приводят к уменьшению количества пор, заполненных воздухом, и, следовательно, большему числу анаэробных участков в почве, что может благоприятствовать денитрификации.

Отметим, что ранее на данном участке было показано влияние рельефа на пространственное распределение органического углерода в почве [189]. Этот результат был ожидаем; он объясняется пространственной дифференциацией органического вещества в соответствии с геометрией рельефа [388, 282].

В условиях повышенного увлажнения наблюдалось относительно сильное влияние рельефа на пространственное распределение влажности почвы (табл. 3.9). Это был ожидаемый результат, который подтверждается как интерпретацией морфометрических величин (табл. 1.1), так и результатами прежних исследований (разд. 3.1). Влажность почвы была наибольшей на участках, где значения k_v были отрицательными (вогнутые профили склонов), а SCA – высокими (участки, через которые дренируются значительные вышележащие площади склонов).

Относительно высокие корреляции между плотностью почвы и морфометрическими параметрами (табл. 3.9) связаны с ее зависимостью от влажности, гранулометрического состава и содержания органического вещества почвы, которые обычно распределены в ландшафте согласно характеристикам рельефа. Поэтому, в пределах изучаемого участка выпуклые в профиле ($k_v > 0$) верхние части склонов (низкие значения SCA) и характеризуются более высокими значениями плотности почвы, чем нижние части склонов и депрессии.

В условиях повышенного увлажнения почти все почвенные микробиологические индексы, в той или иной степени, зависели от морфометрических характеристик (табл. 3.9). Это был также ожидаемый результат, так как определяющие факторы денитрификации – влажность почвы, содержание органического углерода почвы и плотность почвы – зависели от морфометрических характеристик на делянке (см. выше). Степень денитрификации зависела от нелокальных и комбинированных параметров рельефа: SCA , TI и SI (табл. 3.9). Содержание углерода микробной биомассы зависело как от нелокальных и комбинированных (SCA и TI), так и от некоторых локальных морфометрических характеристик (z , G , k_v , H и k_{max}). Только от локальных параметров рельефа зависели поток N_2O – от k_v , число денитрификаторов – от G и A , и уровень дыхания микробного сообщества – от G (табл. 3.9).

Таким образом, в условиях повышенного увлажнения пространственная дифференциация степени денитрификации определялась, в основном, перераспределением и аккумуляцией почвенной влаги и органического вещества благодаря их накоплению по мере движения вниз по склону (то есть, в соответствии с относительным положением точки в ландшафте). При этом, эмиссия N_2O , число денитрификаторов и дыхание микробного сообщества определялись пространственным распределением почвенной влаги и органического вещества в соответствии с локальной геометрией склонов. Обе группы морфометрических предпосылок (нелокальные и локальные) пространственного перераспределения и аккумуляции влаги и органического вещества оказывали влияние на содержание углерода микробной биомассы. В целом, этот результат соответствует выводам других авторов о том, что «горячие точки» денитрификации связаны с нижними частями склонов [407, 472, 228].

3.4.4.2.2 Условия пониженного увлажнения

По результатам теста Колмогорова-Смирнова (табл. 3.7) можно сделать вывод, что в засушливом июле 2001 г. существенно уменьшились влажность и плотность почвы, уменьшилась степень денитрификации и уровень дыхания микробного сообщества, и несколько увеличилось число денитрификаторов. Не произошло существенных изменений в содержании углерода микробной биомассы, ферментативной активности денитрификаторов и потоке N_2O

(табл. 3.7).

Произошли изменения в пространственной дифференциации почвенных свойств: существенно возросла вариабельность влажности почвы, степени денитрификации и уровня дыхания микробного сообщества, но при этом понизилась вариабельность потока N_2O (табл. 3.7). Все корреляции между индексами почвенной микробиологической активности и рассматриваемыми свойствами почвенной среды стали статистически незначимыми, за исключением зависимости микробной биомассы от влажности почвы [286].

В засушливом июле 2001 г. наблюдалось уменьшение влияния рельефа на влажность почвы, при этом статистические связи других почвенных свойств с параметрами рельефа стали незначимыми (табл. 3.9). Это подтверждает наши выводы о существовании временной вариабельности зависимости свойств почвы от характеристик рельефа (п. 3.4.4.1) [282].

Наблюденные распределения степени денитрификации и ферментативной активности денитрификаторов свидетельствуют от том, что активность денитрификаторов продолжала существовать и в засушливых условиях, но была подавлена и перестала зависеть от влажности почвы и, следовательно, от рельефа. По всей видимости, этот факт отражает как переход некоторого критического уровня влажности почвы, так и возможность денитрификаторов быть эффективными аэробными гетеротрофами в аэробных условиях. Влажность почвы была достаточной для активности этих организмов, но перестала быть доминирующим фактором их пространственного распределения.

3.4.4.2.3 Интерпретации

На основании анализа полученных результатов можно сделать вывод, что рельеф контролирует распределение денитрификаторов и их активность лишь в том случае, если почва содержит необходимое количество влаги (выше некоторого порогового значения). Это резонно с физической точки зрения, так как латеральный массоперенос (например, питательных веществ) вдоль земной поверхности и в почве под действием гравитации происходит преимущественно посредством водной среды. Обобщая, можно сказать, что пространственное распределение динамических свойств почвы зависит от характеристик рельефа лишь в том случае, если содержание влаги в почве превышает некоторый пороговый уровень.

Число денитрификаторов в условиях повышенного и пониженного увлажнения было различным и зависело от рельефа в дождливый сезон, в то время как ферментативная активность денитрификаторов в разные сезоны менялась незначительно и не зависела от рельефа (табл. 3.7, 3.9). Этот результат подтверждает мнение о том, что в полевых условиях редко наблюдается прямая связь между числом денитрификаторов и количеством денитрифицирующей

щих ферментов в почве [404], что связано с двойкой аэробной/анаэробной природой экологии и физиологии денитрификаторов. Существование денитрифицирующих бактерий в определенных условиях определяется прежде всего их способностью конкурировать как гетеротрофов, а не способностью денитрифицировать [303]. Выделение же денитрифицирующих ферментов является реакцией на анаэробные условия.

Хотя пространственное распределение денитрифицирующих бактерий и зависело от рельефа в дождливый сезон, другие группы почвенных микроорганизмов были более чувствительны к характеристикам рельефа. Об этом свидетельствует более сильное влияние рельефа на содержание углерода микробной биомассы, чем на число денитрификаторов (табл. 3.9). Напомним, что содержание углерода микробной биомассы является мерой общей массы микробиоты, включая денитрификаторы и другие почвенные микроорганизмы.

Низкий контроль рельефом пространственной дифференциации эмиссии N_2O в условиях повышенного увлажнения (по сравнению с большинством других индексов активности почвенной микробиоты), а также прекращение этого контроля при пониженном увлажнении (табл. 3.9) может отражать высокую пространственно-временную вариабельность этого параметра [404]. Так как продуцирование N_2O есть результат как автотрофных аэробных процессов (нитрификация), так и гетеротрофных анаэробных процессов (денитрификация), поток N_2O крайне изменчив в пространстве и времени и не обязательно связан с факторами окружающей среды, оказывающими влияние на организмы, которые продуцируют этот газ.

Полученные результаты описывают микробиологическую активность в верхнем слое почвы и могут меняться с глубиной. Это связано с двумя основными факторами: 1) с глубиной изменяются характер почвенных микробных сообществ и ферментативная активность [506]; 2) с глубиной уменьшается зависимость почвенных свойств от рельефа (п. 3.4.4.1) [282].

Для участка «Миннедоса» полученные регрессионные уравнения объясняют 46% вариабельности содержания углерода микробной биомассы (табл. 3.12). Хотя пространственная неоднородность некоторых индексов почвенной микробиологической активности может быть предсказана с помощью множественных линейных регрессий, в которых предикторами выступают ЦМР (рис. 3.10б), регрессионные уравнения должны применяться с осторожностью, так как выявленные закономерности могут изменяться во времени из-за а) временной вариабельности зависимости почвенных свойств от рельефа [282]; б) сезонной динамики почвенной микробиоты [28]; в) микробной сукцессии в почве [91]; и г) пространственно-временных колебаний почвенных микробиологических популяций [437].

Выводы по главе 3

1) Разработан метод определения компетентного разрешения ЦМР для почвенных исследований. Метод основан на ряде положений концепции репрезентативного элементарного объема и включает следующие процедуры: а) расчет серии ЦМР с использованием различных значений w ; б) корреляционный анализ данных о характеристике ландшафта и параметре рельефа, рассчитанном с различными значениями w ; в) построение графика изменения коэффициентов корреляции характеристики ландшафта с параметром рельефа в зависимости от w ; и г) определение сглаженных участков полученного графика, которые индицируют области компетентных w .

2) Разработанный метод применен при анализе влияния рельефа на пространственное распределение влажности поверхностного слоя почвы. В природных условиях юга Московской области область компетентных w для этой характеристики почвы лежит между 2,5 и 3 м. В пределах этой области найденные коэффициенты корреляции достигают максимальных по модулю значений.

3) Разработан способ анализа, моделирования и картографирования пространственного распределения свойств почвы на основе цифрового моделирования рельефа, корреляционного анализа и множественного регрессионного анализа, в котором предикторами являются морфометрические характеристики. Способ позволяет рассчитывать карты физических, химических и биологических свойств почвы на масштабном уровне поля по данным, полученным на репрезентативной деланке.

4) Разработанный способ систематически применялся автором, в частности – для анализа и моделирования почв агроландшафтов юга центральной Канады. Результаты этих работ показали высокую эффективность предлагаемого способа. Для черноземовидных почв агроландшафтов бореальной зоны Северной Америки его использование позволило впервые установить и количественно описать ряд закономерностей:

– Пространственное распределения динамических свойств почвы зависит от характеристик рельефа лишь в том случае, если содержание влаги в почве превышает некоторый пороговый уровень;

– Зависимость пространственного распределения динамических свойств почвы от характеристик рельефа уменьшается с глубиной, максимально проявляясь в верхних 30 см почвенного слоя;

– Существует временная вариабельность зависимости пространственного распределения динамических почвенных свойств от характеристик рельефа.

ГЛАВА 4

ПРИМЕНЕНИЕ МАТЕМАТИКО-КАРТОГРАФИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА В ГЕОЛОГИИ

Глава посвящена использованию математико-картографического моделирования рельефа в геологических исследованиях. В разд. 4.1 описан разработанный автором метод выявления и типизации выраженных в рельефе линеаментов. Описано применение разработанного метода для анализа геологического строения сейсмоактивного региона (Крым) и территории, прилегающей к объекту повышенного риска (Курская АЭС). В разд. 4.2, на примере Крымского полуострова, исследованы соотношения между узлами пересечения линеаментов и зонами аккумуляции потоков. В разд. 4.3 изучены возможности сфероидического моделирования рельефа для выявления и анализа линейных тектонических структур, выраженных в глобальном рельефе.

4.1 Метод выявления и типизации линеаментов

4.1.1 Постановка задачи

Хорошо известно, что информация об активных разломах [470, 81] необходима для проведения неотектонических исследований, сейсмического районирования, поисковых работ и др. При проектировании и эксплуатации объектов повышенного риска внимание уделяется выявлению и мониторингу локальных и региональных разрывных нарушений на прилегающей к объекту территории [460, 89]. Действительно, строительные работы и эксплуатация таких объектов могут вызывать изменения региональной тектонической активности, например, инициировать подвижки по стабильным разломам. Очевидно, что это может негативно влиять как на сохранность объекта, так и на безопасность его эксплуатации.

Индикаторами разрывных нарушений различного порядка часто являются линеаменты [15]. Под линеаментами обычно понимают линейные поверхностные проявления объектов геологической среды различного происхождения, возраста, глубины и масштаба [315, 397, 71, 48, 13]. Линеаменты, как правило, связаны с разрывными нарушениями, изгибными деформациями, зонами повышенной проницаемости земной коры (ослабленными зонами), зонами трещиноватости, другими линейными геологическими объектами и их линейными последовательностями. Линеаменты обычно выражены в рельефе, могут наблюдаться с бортов самолетов и космических аппаратов, а также фиксироваться на дистанционных изображениях и картах различной тематики в широком диапазоне масштабов.

Геометрические характеристики линейных поверхностных дислокаций, образовавшихся при вертикальных движениях, отличаются от характеристик дислокаций рельефа – следов

горизонтальных подвижек [402, 130, 339]. Качественные и количественные признаки этих различий могут служить основой типизации выраженных в рельефе разломов.

Качественные способы выявления и морфологической классификации разрывных нарушений, основанные на анализе рельефа, обсуждались неоднократно – см. обзоры в работах [130, 445]. Часто использовался визуальный анализ топографических карт [315, 79] и ДДЗ [114, 15, 55, 56]. Для выявления разломов, их морфологической интерпретации и измерений смещения крыльев и углов падения плоскости сместителя применялись стереофотограмметрические методы [5].

Известные качественные подходы не лишены элементов субъективизма и недостаточно воспроизводимы. Поэтому, одним из приоритетов неотектонических исследований является разработка количественных методов анализа информации о рельефе, позволяющих более объективно и воспроизводимо определять характеристики разломов [478].

ЦМВ и методы их анализа для выявления разломов используются достаточно широко. В частности, применяется построение блок-диаграмм [206, 392], выделение тальвеговой сети [246, 462], картографирование крутизны и экспозиции склонов [403]. ЦМВ используются для измерений смещения крыльев и углов падения плоскости сместителя известных разломов [221, 392]. Особенно популярно выявление разломов по картам альбедо (цифровой отмывки рельефа) [433, 391, 392, 403, 236, 222]. Отмечено, что использование этого метода для выявления разломов и складок более эффективно, чем анализ ДДЗ [433]. На картах альбедо фиксируется до 90% дизъюнктивных структур, известных по геолого-геофизическим данным [403]. Однако применение указанных методов цифрового моделирования рельефа без дополнительных геологических данных не позволяет определять тип разрывного нарушения. Это связано, в основном, со сложностями в формализации геоморфологических признаков разломов (обобщение этих признаков приведено в работах [402, 339, 81]).

Ранее нами было показано, что воспроизводимое выделение выраженных в рельефе линейных элементов, связанных с разрывными нарушениями и изгибными деформациями, обеспечивается при расчете k_h и k_v и их картографировании с квантованием значений этих характеристик на два уровня относительно нуля [138, 139]. Статистические характеристики (ориентация, протяженность, плотность, рисунок и пр.) линейных элементов, регистрируемых на картах k_h , существенно отличаются от статистических характеристик структур на картах k_v . С геоморфологической точки зрения, это определяется тем, что картографирование k_h позволяет выделять преимущественно отроги долин и хребтов, а k_v – террасы [254]. В 1992 г., при обсуждении с автором диссертации его работ [138, 139], П.А.Шарый (ИФХБПП РАН) предположил, что на картах k_h могут выделяться разрывные структуры, образовавшиеся в результате

горизонтальных тектонических движений, а на картах k_v – разрывы, образовавшиеся в результате вертикальных подвижек.

Перед автором стояли следующие задачи:

– Разработать метод выявления и типизации выраженных в рельефе линеаментов на основе расчета и картографирования k_h и k_v ;

– Применить этот метод для анализа геологического строения сейсмоактивных регионов и территорий, прилегающих к объектам повышенного риска.

Разработанный метод описан в статье автора [267], а некоторые его приложения – в статьях [267, 270, 152].

4.1.2 Теоретическое обоснование

Пусть дан произвольный фрагмент некоторой поверхности (рис. 4.1а). Напомним, что для выпуклых участков поверхности k_h и k_v имеют положительные значения, для вогнутых – отрицательные, а для плоских – нулевые (табл. 1.1) (особые точки поверхности не рассматриваем).

Пусть в пределах этого участка, в области положительных значений k_v произойдет сброс или взброс (рис. 4.1б). Значения k_h и k_v в зоне деформации изменятся, причем k_v примет отрицательные значения на всем протяжении разлома (вдоль линии х–х). При квантовании значений k_h и k_v на два уровня относительно нуля и изображении областей с положительными значениями k_h и k_v белым цветом, а отрицательных – черным, на карте k_v будет зарегистрирован индикатор сброса или взброса: черный линеамент на белом фоне. Аналогичный линеамент будет выделен на карте k_v , если до деформации участок характеризовался нулевыми значениями k_v . Если до подвижки значения k_v были отрицательны, вдоль оси деформации k_v также изменит знак, и индицировать разлом на карте k_v будет белый линеамент на черном фоне. Если поверхность имела сложную форму, на карте k_v выделится линеамент в виде комбинации черных и белых пятен.

Аналогичным образом на карте k_v будет выделен и надвиг, так как при его образовании, как правило, также возникает уступ. В то же время, на карте k_h линеаменты-индикаторы сбросов, взбросов и надвигов регистрироваться не будут, так как изменение знака k_h вдоль оси сброса носит случайный, а не систематический характер. При этом, какие-то изменения в рисунке карты k_h безусловно произойдут.

Если в пределах участка, в области положительных значений k_h произойдет сдвиг (рис. 4.1в), то значения k_h и k_v в его зоне изменятся, но отрицательные значения вдоль оси деформации примет k_h . Изменение знака у k_v не будет носить систематического характера.

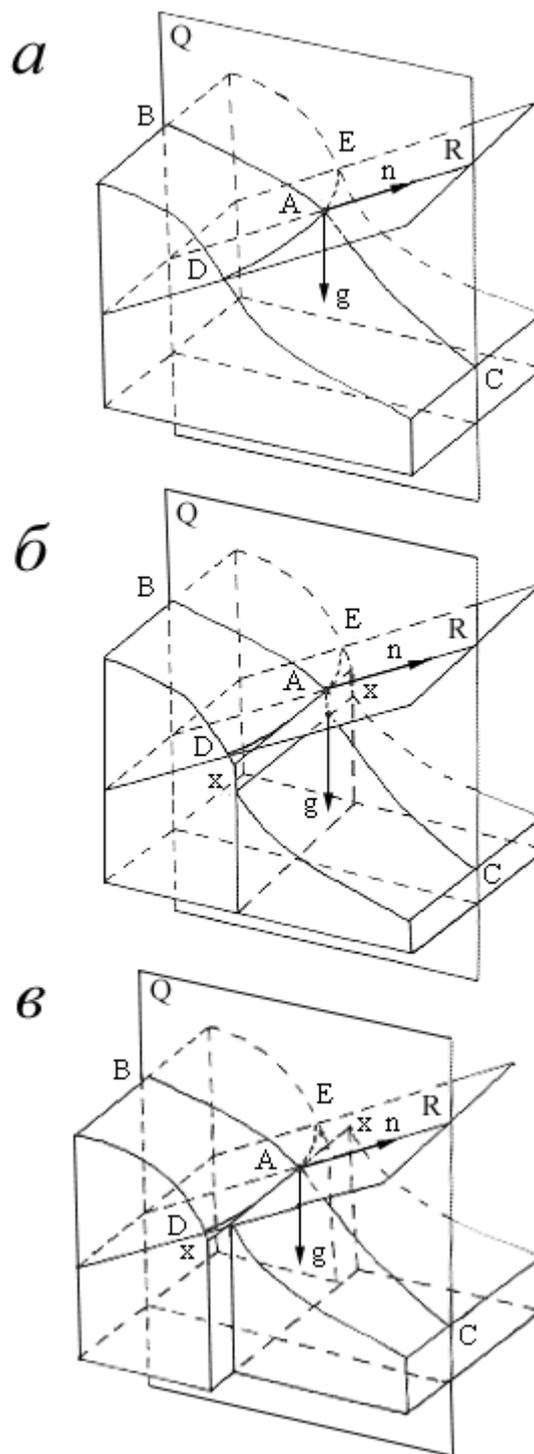


Рисунок 4.1 – Блок-диаграммы, иллюстрирующие изменение знаков k_h и k_v после вертикальных и горизонтальных тектонических движений [267]:

a – поверхность до деформации; *б* – поверхность после сброса; *в* – поверхность после сдвига.

k_v – кривизна нормального сечения ВАС поверхности плоскостью Q, включающей вектор ускорения силы тяжести g в данной точке A; k_h – кривизна нормального сечения DAE поверхности плоскостью R, которое ортогонально сечению ВАС в данной точке A;

n – вектор нормали к поверхности в точке A; $x-x$ – ось разлома

Поэтому, линеаменты, индицирующие следы горизонтальных движений, будут регистрироваться на картах k_h : а) черный линеамент на белом фоне для данного случая и для участков с нулевыми значениями k_h до деформации; б) белый линеамент на черном фоне для участков с отрицательными значениями k_h ; и в) линеамент-комбинация белых и черных линий и пятен для сложных поверхностей. При этом, определенные неупорядоченные следы горизонтальных движений будут также зафиксированы на карте k_v .

При сбросо-сдвиге и раздвиге знак вдоль оси деформации систематически поменяют как k_h , так и k_v , а линеаменты будут зарегистрированы на обеих картах.

Очевидно, что у предлагаемого метода есть ряд ограничений:

- Без привлечения дополнительных геологических и геоморфологических данных невозможно отделить линеаменты нетектонического (например, эрозионного) происхождения;
- Выделяемые линеаменты могут быть связаны с флексурами и некоторыми типами складок, для отделения которых также необходимы дополнительные материалы;
- Геологические данные необходимы для разделения: а) сбросов, взбросов и надвигов, одинаково фиксируемых k_v ; и б) сбросо-сдвигов и раздвигов, одинаково регистрируемых k_h .

Отметим, что при исследованиях платформенных территорий, когда прямая связь линеаментов с разрывами может быть проблематична, линеаменты на картах k_h и k_v могут интерпретироваться как зоны концентрации изгибных деформаций. В этом случае линеаменты на картах k_h связаны преимущественно с зонами изгибных сдвиговых деформаций; линеаменты на картах k_v связаны с зонами изгибных деформаций, вызванных преимущественно вертикальными движениями (флексуры); а линеаменты на картах как k_h , так и k_v , связаны с зонами изгибных деформаций, образованными как вертикальными, так и горизонтальными движениями.

4.1.3 Точность метода и требования к исходным данным

Для корректного выявления выраженных в рельефе линеаментов определенного масштаба уровня ЦМВ должна удовлетворять двум основным условиям:

- Разрешение ЦМВ должно соответствовать характерному размеру (S) изучаемых структур. S должен быть определен при постановке задачи исследования. От S зависит шаг сетки ЦМВ (w), который должен соответствовать масштабу конечных карт k_h и k_v . Иначе пользователь может получить перегруженные, плохо читаемые карты. Учитывая Следствие 1 из теоремы Котельникова (подразд. 1.1.3), $w \leq S/(2n)$, где $n = 2-5$.

– Точность ЦМВ должна обеспечивать фиксацию следов разломов. С одной стороны, ЦМВ должна иметь очень высокую точность, чтобы фиксировать следы разломов. С другой

стороны, опыт показывает, что использование ЦМВ, имеющих обычную точность, позволяет выделять разломы, выраженных в рельефе [267]. Возможно, так проявляется влияние эрозии, которая, как правило, увеличивает степень выраженности разломов в рельефе, например, в форме тектонически заложенных долин и уступов.

4.1.4 Экспериментальная проверка

Тестирование разработанного метода проведено на примере абстрактного участка, на котором моделировались разломы различного типа, части Крымского полуострова и прилегающего морского дна, а также района Курской АЭС.

4.1.4.1 Абстрактный участок

4.1.4.1.1 Материалы и методы

Абстрактный участок (рис. 4.2а), имеющий размеры 60×60 м, включает широтно ориентированную долину и два прилегающих водораздела; перепад высот 7,5 м. Была составлена нерегулярная ЦМВ участка, включающая 129 точек (рис. 4.2а). На ее основе были получены 7 нерегулярных ЦМВ, моделирующие деформации следующих типов [26]:

- Вертикальный сброс со смещением 1 м (рис. 4.2б);
- Пологий сброс со смещением 1 м и углом падения 30° (рис. 4.2в);
- Левый сдвиг со смещением 3,5 м (рис. 4.2г);
- Сбросо-сдвиг с левым горизонтальным и вертикальным смещениями (3,5 м и 1 м, соответственно) (рис. 4.2д);
- Надвиг со смещением 5 м (рис. 4.2е);
- Надвиг со смещением 15 м (рис. 4.2ж);
- Раздвиг со смещением 1 м и глубиной 0,2 м (рис. 4.2з).

Угол простирания разломов был принят 28° , чтобы избежать математически неаргументированных, но распространенных спекуляций об анизотропии k_h и k_v (п. 1.2.6.1).

Посредством триангуляции Делоне и интерполяции кусочными полиномами второй степени [173] были построены 8 регулярных ЦМВ исходной и деформированных поверхностей. Авторским методом (разд. 2.1) с шагом 2 м для всех регулярных ЦМВ были рассчитаны k_h и k_v (рис. 4.2б–з). Обработка данных проведена с помощью программы LandLord (прил. А).

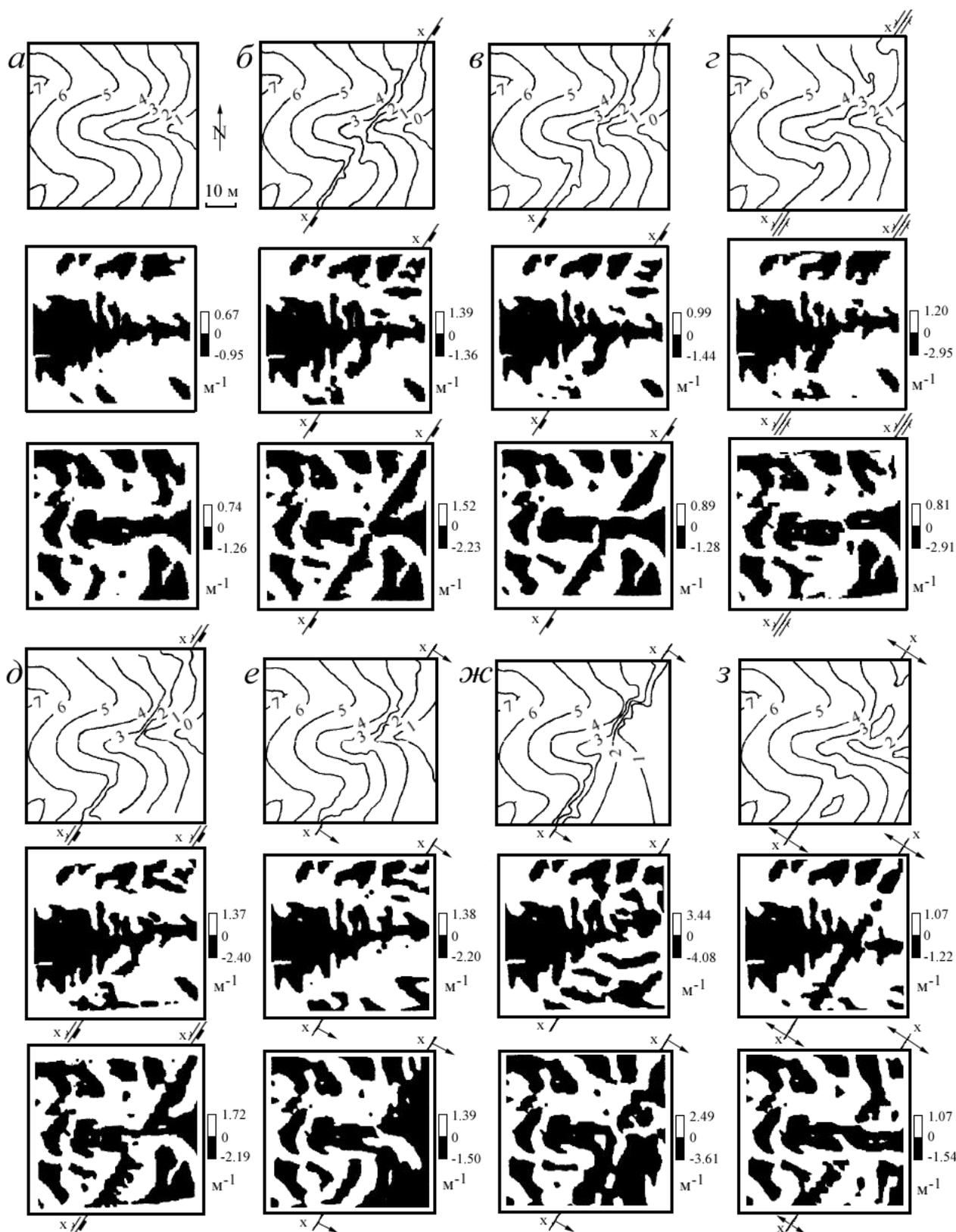


Рисунок 4.2 – Моделирование разломов на абстрактном участке [267]:

а – недеформированная поверхность; *б* – вертикальный сброс; *в* – пологий сброс; *г* – сдвиг;
д – сбросо-сдвиг; *е* – надвиг, смещение 5 м; *ж* – надвиг, смещение 15 м; *з* – раздвиг.

Верхние карты – высота, средние – горизонтальная кривизна, нижние – вертикальная кривизна; *x-x* – ось деформации

4.1.4.1.2 Результаты и обсуждение

Анализ полученных результатов по абстрактному участку (рис. 4.2), в целом, подтверждает правильность теоретической основы метода. Так, при моделировании сбросов (рис. 4.2б, в) четкий линеамент, проходящий вдоль оси разрыва, регистрируется k_v . При этом, на карте k_h также видны следы вертикального движения, но линеамент-след сброса вдоль оси разлома отсутствует. Линеамент, индицирующий вертикальный сброс (рис. 4.2б) не существенно отличается от линеамента-индикатора пологого сброса (рис. 4.2в).

При моделировании сдвига (рис. 4.2г) k_h позволяет выделить небольшой линеамент в нижней части карты, проходящий строго вдоль оси дислокации. При этом, линеамент отсутствует на карте k_v , хотя здесь фиксируется след сдвига – разрыв долины и смещение ее восточного фрагмента к северу.

При моделировании сбросо-сдвига (рис. 4.2д) четкий линеамент, разрыв долины и смещение ее фрагмента выявляются k_v . Следы вертикальных и горизонтальных движений отражены и на карте k_h , но линеаменты вдоль оси разлома отсутствуют. Этот факт противоречит теоретической основе метода и может быть объяснен погрешностями при моделировании сбросо-сдвига. Кроме того, можно предположить меньшую «чувствительность» k_h к следам горизонтальных движений, по сравнению с «чувствительностью» k_v к следам вертикальных подвижек. Однако работа с ЦМВ реальных территорий (п. 4.1.4.2, 4.1.4.3) показывает, что картографирование как k_h , так и k_v позволяет выделять линеаменты с равным уровнем «чувствительности». Вероятно, это является следствием эрозионной «разработки» зон разломов [402].

При моделировании надвигов (рис. 4.2е, ж) четкий линеамент, проходящий строго вдоль оси дислокации, выделяется k_v . Некоторые следы подвижки видны и на картах k_h , но они не имеют упорядоченного характера. Линеамент надвига с 5-метровым смещением (рис. 4.2е) тоньше, чем линеамент надвига с 15-метровым смещением (рис. 4.2ж). Это естественно, так как эскарп надвига во втором случае больше, чем в первом.

При моделировании раздвига (рис. 4.2з) линеаменты фиксируются на картах k_h и k_v .

Нами моделировались разломы с постоянной амплитудой смещения вдоль оси. Сомнительно, что смещения с переменной амплитудой могут приводить к особым эффектам.

Использованная ЦМВ элементарна, моделировались отдельно взятые простые разломы. При работе со сложными ЦМВ реальных территорий, со множеством разломов различных азимутов простирания и сложной морфологии, а также линеаментов эрозионного, флексурного и пликативного генезиса, степень однозначности и объективности интерпретации карт k_h и k_v будет снижаться.

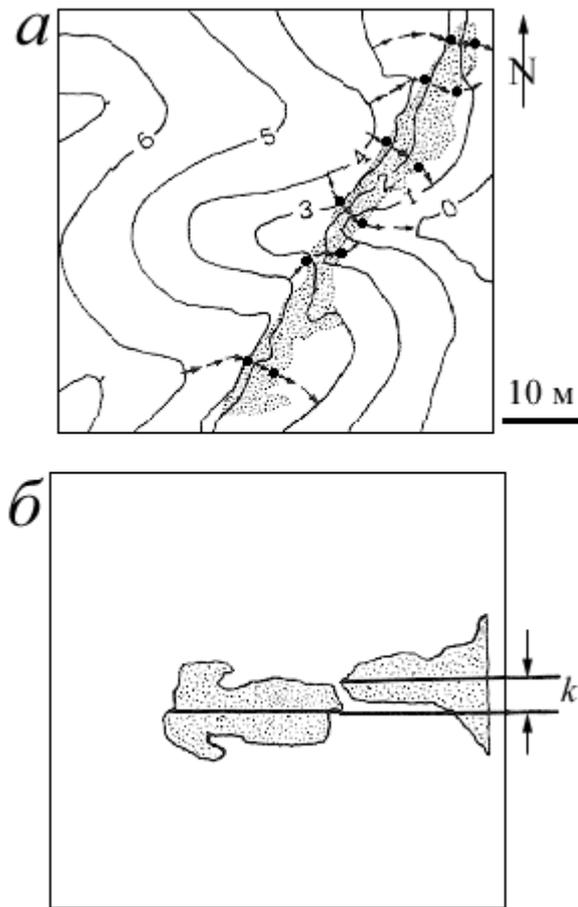


Рисунок 4.3 – Количественная оценка смещения по разлому [267]:

a – оценка вертикального смещения (рис. 4.2*б*), линеамент заштрихован, стрелки – линии тока, точки – пересечения линий тока с линеаментом; *б* – оценка горизонтального смещения (рис. 4.2*з*), заштрихованы части долины, *k* – горизонтальное смещение

Возникает вопрос: можно ли определить с помощью анализа ЦМВ не только морфологический тип разлома, но и амплитуду и направление смещения? Для случая простой поверхности и одиночного разлома (рис. 4.2) решение этой задачи не вызывает затруднений. Так, для оценки вертикального смещения можно использовать среднее значение перепада высот в точках пересечения линий тока с краями линеамента, выделенного k_v (рис. 4.3*a*). На точность оценки будет влиять степень эрозионной активности, высотная точность ЦМВ и число замеров по линиям тока. Определение типа сдвига (левый/правый) и оценку его амплитуды может обеспечить анализ относительного смещения фрагментов гидрографической сети, отображаемой на карте k_v вдоль оси линеамента (рис. 4.3*б*). Однако при работе с ЦМВ реальных участков определение амплитуды и направления смещения может усложняться и носить субъективный характер.



Рисунок 4.4 – Географическое положение рассматриваемой части Крымского полуострова и прилегающего морского дна

4.1.4.2 Крымский полуостров

Часть Крымского полуострова и прилегающего морского дна (рис. 4.4) (размеры участка 210×132 км) выбрана для тестирования метода по двум соображениям. Во-первых, в геологическом плане это одна из самых изученных территорий в мире [24, 121]. Существует большое количество геологических, геофизических и дистанционных данных, которые могут быть использованы для независимой проверки результатов выявления и морфологической интерпретации линеаментов. Во-вторых, разнообразие рельефа (рис. 4.5) и геологической ситуации в пределах участка позволяет проверить работу метода в различных геоморфологических и геологических условиях.

4.1.4.2.1 Геологическое описание

Рельеф и геологическое строение территории неоднородны: здесь взаимодействуют древняя Восточно-Европейская платформа и альпийский Средиземноморский складчатый пояс. Традиционно выделяется три основные области: участок эпипалеозойской Скифской плиты (коррелят Равнинного Крыма), окраинный Крымский мегантиклинорий, выраженный в рельефе в виде Крымских гор, и фрагмент системы краевых прогибов, окаймляющих мегантиклинорий (участки шельфа и материкового склона Черноморской впадины). В пределах Скифской плиты выделяется ряд обособленных глыбовых поднятий протерозойского складчатого фундамента, перекрытых миоцен-плиоценовыми отложениями. Ядро мегантиклинория – Главная гряда Крымских гор – сложено, в основном, отложениями таврической серии, средней и верхней юры. В строении Главной гряды и предгорий выделяется несколько антиклинориев и синклинориев, перекрытых несогласно залегающей толщей известняков, глин, мергелей среднего-верхнего альба, нижнего мела, палеогена и неогена [24].

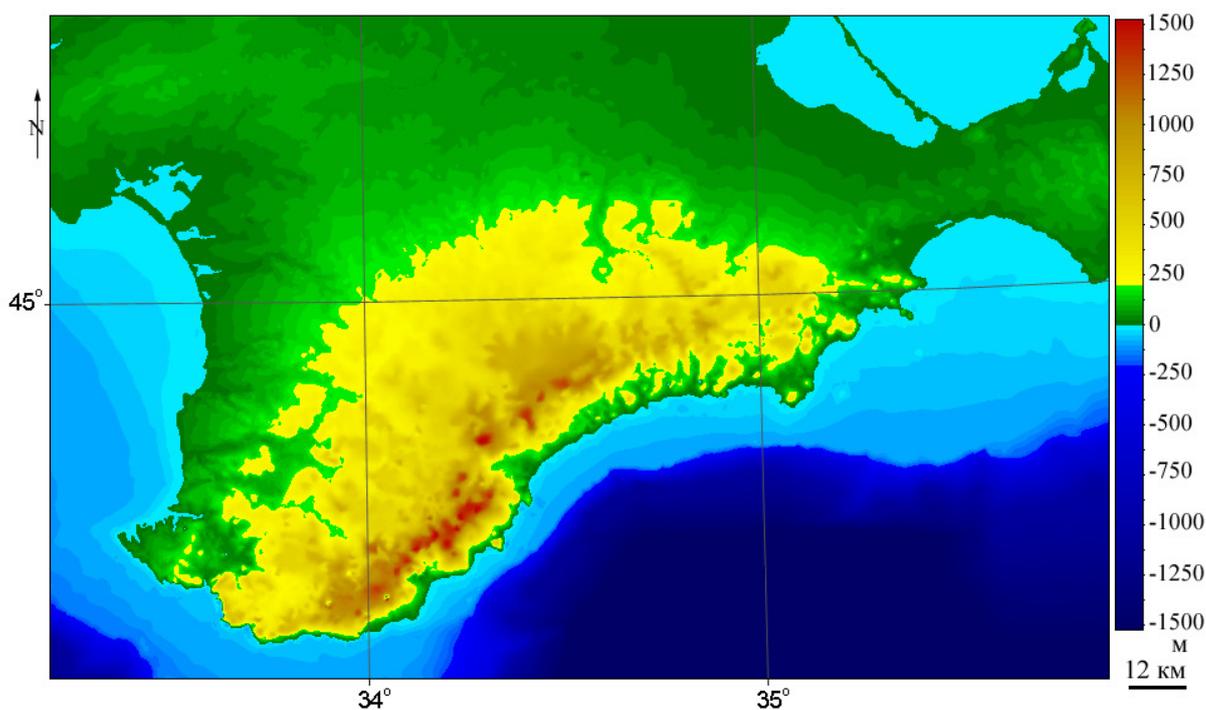


Рисунок 4.5 – Крымский полуостров и прилегающее морское дно: высоты [267]

Крым пересекают две системы трансрегиональных глубинных разломов мантийного заложения (рис. 4.6а): 1) субмеридиональные дорифейские разломы юга Восточно-Европейской платформы, пересекающие Украинский щит, Скифскую плиту и трассирующиеся далее на юг; и 2) субширотные палеозойские разломы, которые отделяют Горный Крым от Скифской платформы и впадины Черного моря [157, 95]. Зоны глубинных разломов шириной 15–20 км включают многочисленные мелкие разрывные нарушения [95]. Последняя активизация Евпаторийско-Скадовского, Салгирско-Октябрьского и Корсакско-Феодосийского глубинных разломов происходила, видимо, в мезозое, а Орехово-Павлоградского, Предгорного Крымско-Кавказского и Центрального Крымско-Кавказского глубинных разломов – в неотектонический этап развития Крыма [14]. Выделяется сеть разломов глубокого (корового) заложения (рис. 4.6а), активизировавшихся в неотектонический этап [14].

Региональные разрывные нарушения (рис. 4.6а, б), в той или иной степени, контролируются глубинными разломами, но разные авторы выделяют различные системы разрывов. Л.С.Борисенко [14] считает, что в Горном Крыму представлены преимущественно диагональные дизъюнктивы, к которым относит: 1) взбросы и сбросы северо-восточного простирания с падением сместителей к северо-западу и амплитудой смещения до нескольких сотен метров; и 2) сдвиги, сбросо- и взбросо-сдвиги северо-западного простирания с амплитудой горизонтальных смещений до нескольких сотен метров. Эти разрывы были заложены, видимо, в триасе – нижней юре, испытали несколько активизаций, активны в настоящее время.

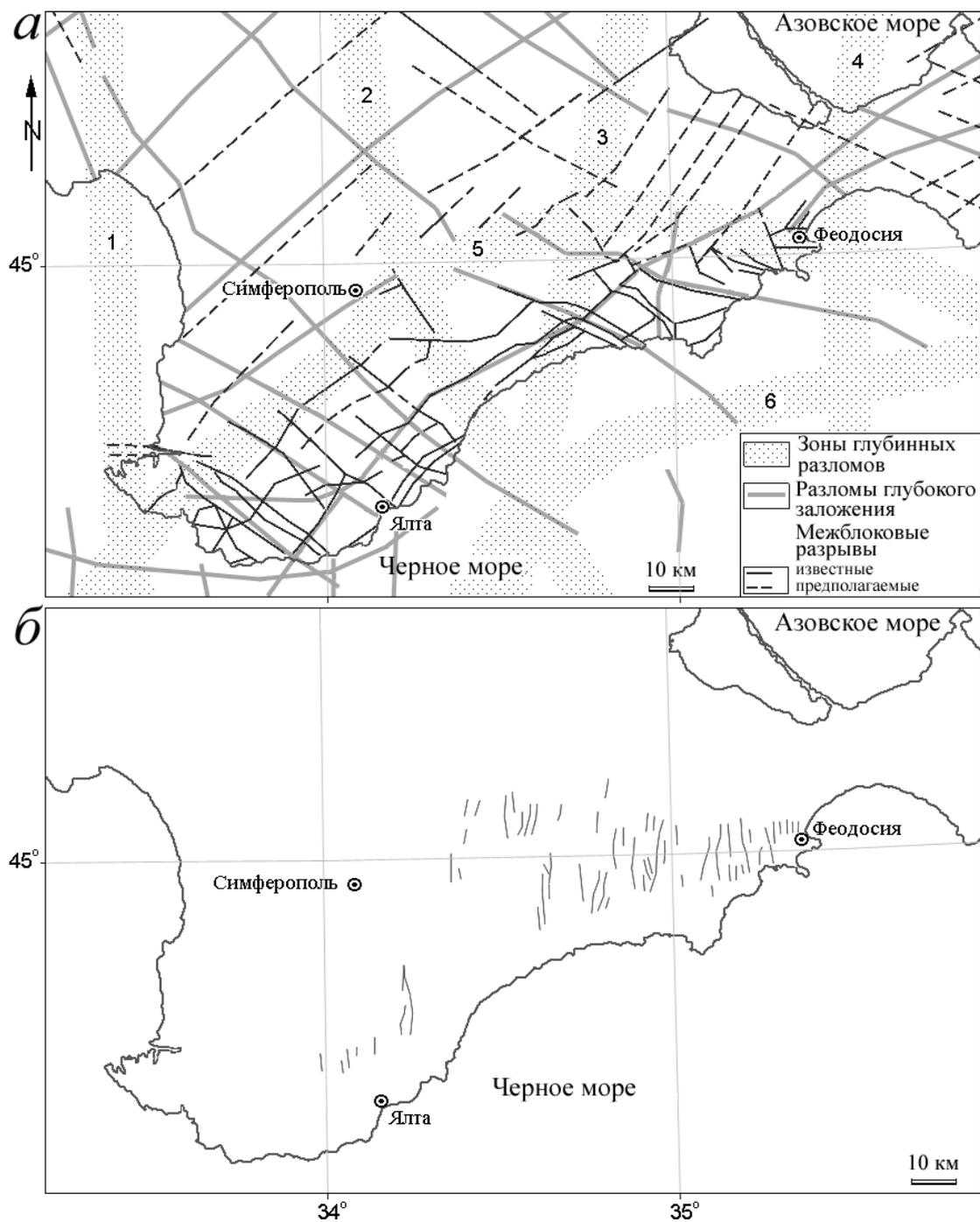


Рисунок 4.6 – Крымский полуостров, известные разломы и линеаменты:

a – разломы глубокого заложения [14] и зоны глубинных разломов [157, 65, 95]: 1 – Евпаторийско-Скадовский, 2 – Салгирско-Октябрьский, 3 – Орехово-Павлоградский, 4 – Корсакско-Феодосийский, 5 – Предгорный Крымско-Кавказский, 6 – Центральный Крымско-Кавказский; *б* – субмеридиональные разрывные нарушения юго-восточного Крыма [24];
в – основные линеаменты, отдешифрованные по ДДЗ [47]

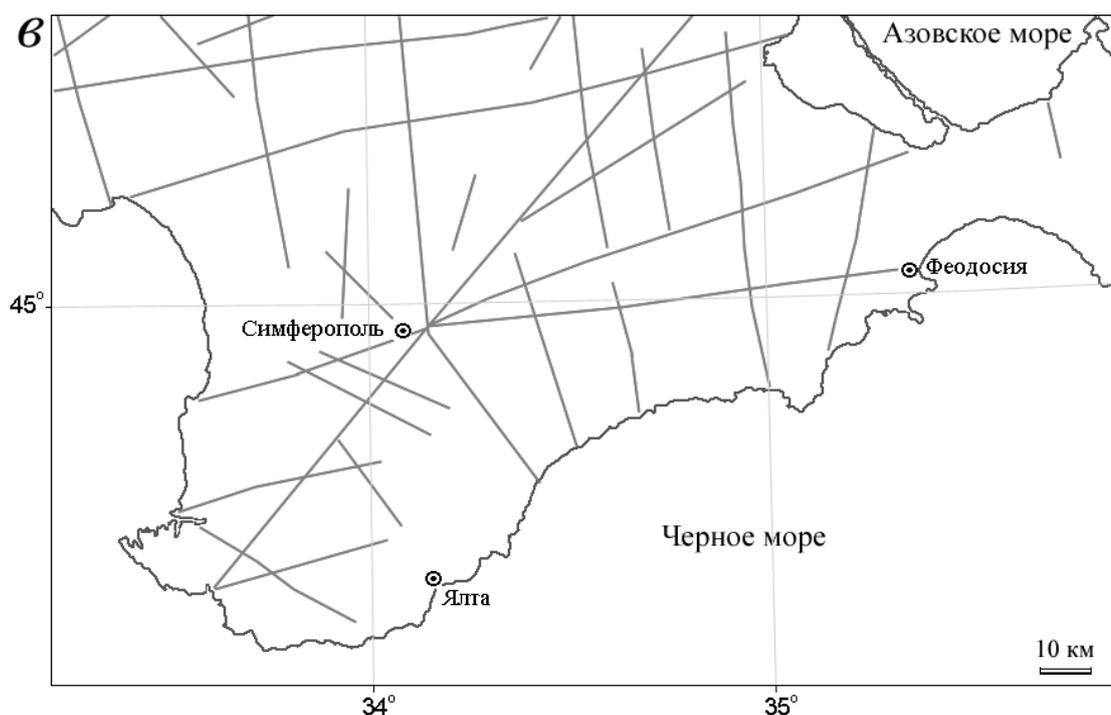


Рисунок 4.6 – Окончание

Вместе с тем, по мнению Л.М.Расцветаева [97, с. 99], «на поверхности Горного Крыма... преобладающее развитие имеют ... крутые прямолинейные разрывы субмеридионального простирания, протяженностью до нескольких десятков километров. Вдоль подавляющего большинства разрывов этой системы наблюдается горизонтальное левостороннее смещение геологических границ, а иногда и отдельных частей довольно крупных складок... Амплитуда горизонтального смещения ... не менее 3–5 км по каждому из ... разломов... Имеющиеся факты в целом позволяют охарактеризовать субмеридиональные разрывы Горного Крыма как систему левых сбросо-сдвигов с преобладанием горизонтальной составляющей над вертикальной». Часть этих структур отображена на рис. 4.6б. Кроме того, этот автор выделяет в Горном Крыму еще две группы разрывных нарушений: 1) надвиги, у швов преобладает восточно-северо-восточного простирание, плоскости сместителей полого ($30\text{--}45^\circ$) наклонены на север, протяженность 10–15 км, амплитуда до 3 км; и 2) правые сдвиги северо-западного простирания, с крутым наклоном сместителя [97].

4.1.4.2.2 Материалы и методы

Была использована нерегулярная ЦМВ (рис. 4.5) [138], составленная с помощью оцифровки горизонталей топографических карт [126, 129]. Нерегулярная ЦМВ включает 11 936 точек. Интерполяция ЦМВ с шагом 500 м проведена посредством триангуляции Делоне и кусочных полиномов второй степени [173]. Авторским методом (разд. 2.1) с шагом 3000 м по

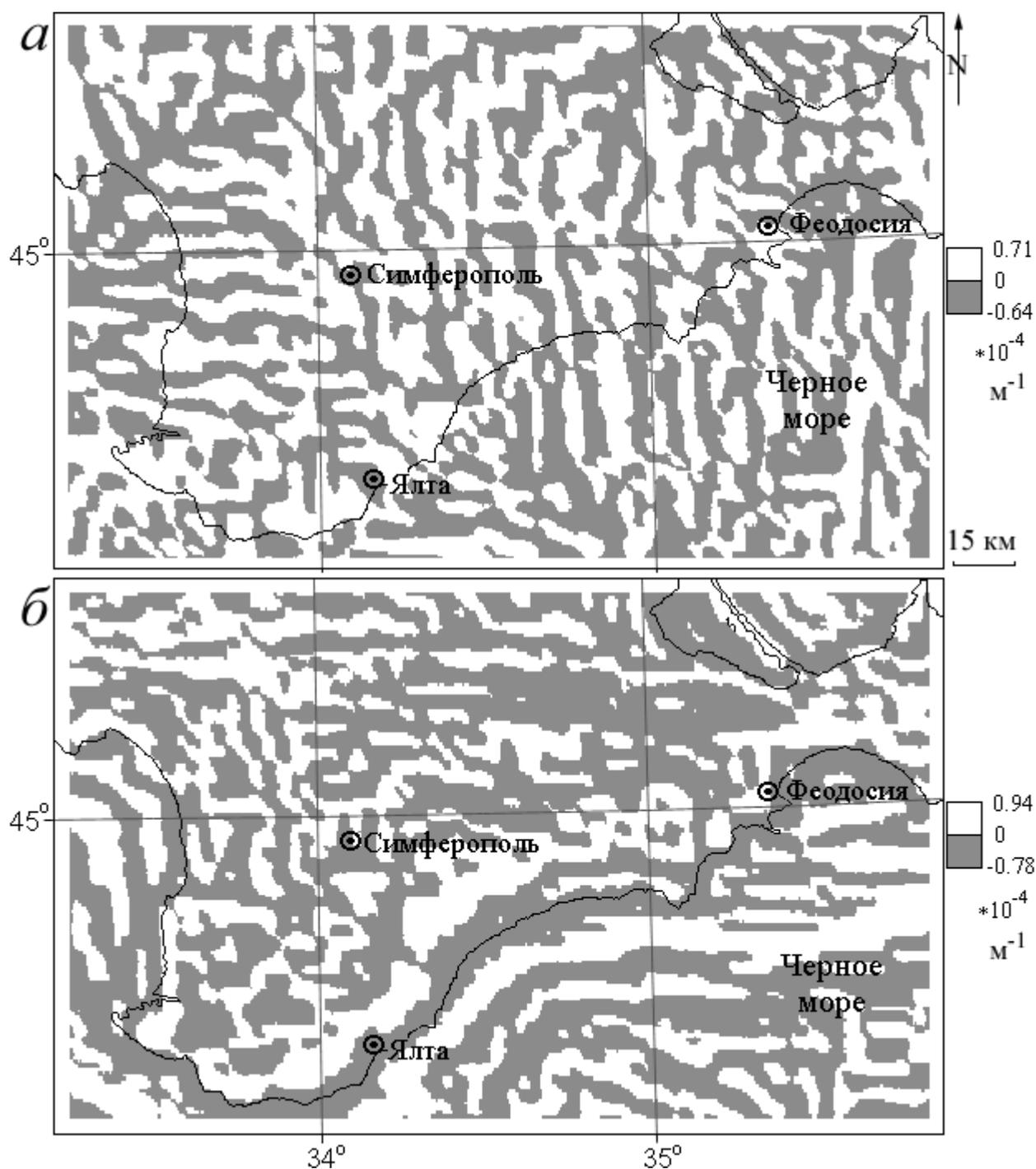


Рисунок 4.7 – Крым: *а* – горизонтальная кривизна; *б* – вертикальная кривизна [267]

регулярной ЦМВ были рассчитаны цифровые модели k_h и k_v (рис. 4.7). Карты представлены в проекции Гаусса-Крюгера. Моделирование рельефа проведено с помощью программы LandLord (прил. А).

Карта выявленных и морфологически интерпретированных линейментов (рис. 4.8) получена путем визуального анализа карт k_h и k_v (рис. 4.7). Для оценки эффективности разработанного метода проведен сравнительный визуальный анализ полученной карты (рис. 4.8) и опубликованных геологических материалов (рис. 4.6).

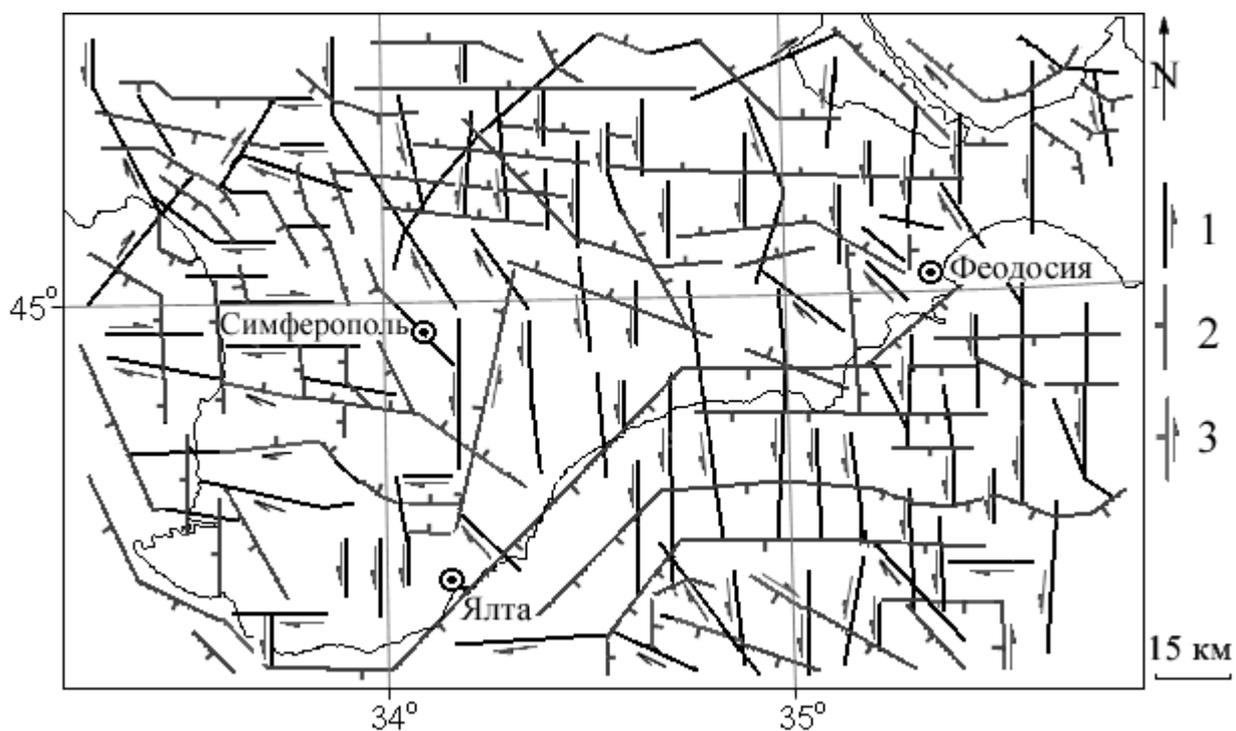


Рисунок 4.8 – Крым: типизация линеаментов, выявленных расчетом горизонтальной и вертикальной кривизн (рис. 4.7) [267]. Легенда: линеаменты, связанные со сдвигами (1), сбросами и надвигами (2) и сбросо-сдвигами (3)

4.1.4.2.3 Результаты и обсуждение

Картографирование k_h позволило выявить: а) систему субмеридиональных линеаментов на востоке и в центре территории; б) систему субширотных линеаментов на западе; в) ряд линейных структур северо-восточного простирания на севере; и г) ряд линеаментов северо-западного азимута на юге (рис. 4.7а). Указанные линеаменты связываются нами со сдвигами (рис. 4.8).

Картографирование k_v позволило выявить: а) систему субширотных линеаментов на востоке, севере и в центре участка; б) систему субмеридиональных линеаментов на западе; и в) ряд линейных структур северо-западного простирания на юге и севере (рис. 4.7б). Указанные линеаменты связываются нами со сбросами и надвигами (рис. 4.8).

Линеаменты, одновременно фиксируемые на картах как k_h , так и k_v (рис. 4.7) нами связываются со сбросо-сдвигами (рис. 4.8).

Карта выявленных линеаментов (рис. 4.8) отражает сложное пространственное распределение этих структур. Линеаменты различного происхождения объединяются, как правило, в системы. Линеаменты, связанные со сбросами, проходят, как правило, вкрест линеаментам, связанным со сдвигами. Фиксируются линеаменты, фрагменты которых связываются нами с разрывами различной морфологии: сбросами, сдвигами, надвигами и сбросо-сдвигами. Сис-

тема субмеридиональных линеаментов, связанных со сдвигами, трассируется через районы различного геологического происхождения: Скифскую плиту и Крымский мегантиклинорий.

Сравнительный анализ полученной карты линеаментов (рис. 4.8) и карт разрывных нарушений, составленных по геолого-геофизическим данным (рис. 4.6а), показал, что некоторая часть выявленных линеаментов совпадает с известными ранее разломами. Например, на карте линеаментов фиксируются зоны Корсакско-Феодосийского, Салгирско-Октябрьского, Евпаторийско-Скадовского и Центрального Крымско-Кавказского глубинных разломов (1, 2, 4 и 6, соответственно, на рис. 4.6а). Однако значительная часть выявленных линеаментов не соотносится с закартированными ранее разломами. В целом, мы ожидали получить подобный результат: хорошо известно, что выделяемые по картам и ДДЗ линеаменты далеко не всегда коррелируют с разрывными нарушениями, установленными традиционными геологическими методами и отображенными на геологических картах [71, 55, 48 и др.]. Вместе с тем, большинство линеаментов, выявленных Я.Г.Кацем с соавт. [47] по ДДЗ (рис. 4.6в), хорошо читается на картах k_h и k_v (рис. 4.7). Эти авторы связывали субмеридиональные линеаменты с известными субмеридиональными зонами глубинных разломов (рис. 4.6а).

Большинство выявленных линеаментов соответствуют основным группам известных региональных разломов (подп. 4.1.4.2.1). В частности, система субмеридиональных линеаментов, связанных с нашей точки зрения со сдвигами (рис. 4.8), соотносится с системой левых сбросо-сдвигов с преобладанием горизонтальной составляющей, выделенной Л.М.Расцветаевым [97] (рис. 4.6б). Линеаменты северо-западного простирания, которые с нашей точки зрения связаны со сдвигами, сбросами и сбросо-сдвигами (рис. 4.8), соотносятся с группами таких разрывных нарушений, выделенных как Л.М.Расцветаевым [97], так и Л.С.Борисенко [14]. Данное обстоятельство позволяет считать полученные нами результаты достоверными.

Карта линеаментов (рис. 4.8) носит несколько субъективный характер. Во-первых, это результат не вполне однозначной рисовки линеаментов: в основном, показаны медианные линии линейных паттернов на картах k_h и k_v . Во-вторых, при визуальном анализе этих карт некоторые структуры могут быть пропущены. В-третьих, полученная карта линеаментов соответствует только одному шагу сетки ЦМВ – 3000 м. При использовании меньших шагов могут быть получены карты, содержащие большее число структур, и, наоборот, используя больший шаг сетки, можно получить менее информационно нагруженные карты. Для выделения, типизации и ранжирования всех выраженных в рельефе линеаментов необходимо использовать серию карт k_h и k_v , рассчитанных с различным шагом сетки ЦМВ.



Рисунок 4.9 – Географическое положение изучаемого района КАЭС

4.1.4.3 Район Курской АЭС

Приведем результаты выявления и интерпретации линеаментов района Курской АЭС (КАЭС) (рис. 4.9) [152]. Размеры участка составляют 68×48 км.

4.1.4.3.1 Геологическое описание

Геологическое описание дается по отчету [90]. В геологическом строении территории принимают участие архейские, протерозойские, девонские, каменноугольные, юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные породы [23, 22, 78].

Докембрийские породы, слагающие кристаллический фундамент (кристаллические и филлитовидные сланцы, мраморы, доломиты, кварциты и др. [122]), сильно метаморфизированы и сложно дислоцированы [78] (рис. 4.10а). В структуре кристаллического фундамента выделяются архейские блоки, горст-антиклинории и синклинории, вытянутые в северо-северо-западном направлении и разграниченные разрывными нарушениями разного порядка. Залегающие на них девонские отложения наклонены на северо-восток, а каменноугольные, мезозойские и кайнозойские отложения погружаются в юго-западном направлении.

Глубина залегания поверхности кристаллического фундамента на изучаемой территории колеблется в диапазоне $-300 - 50$ м. В этой связи, А.И.Полетаев с соавт. [90] аргументировали, что основные структурные элементы фундамента, включая разрывные нарушения,

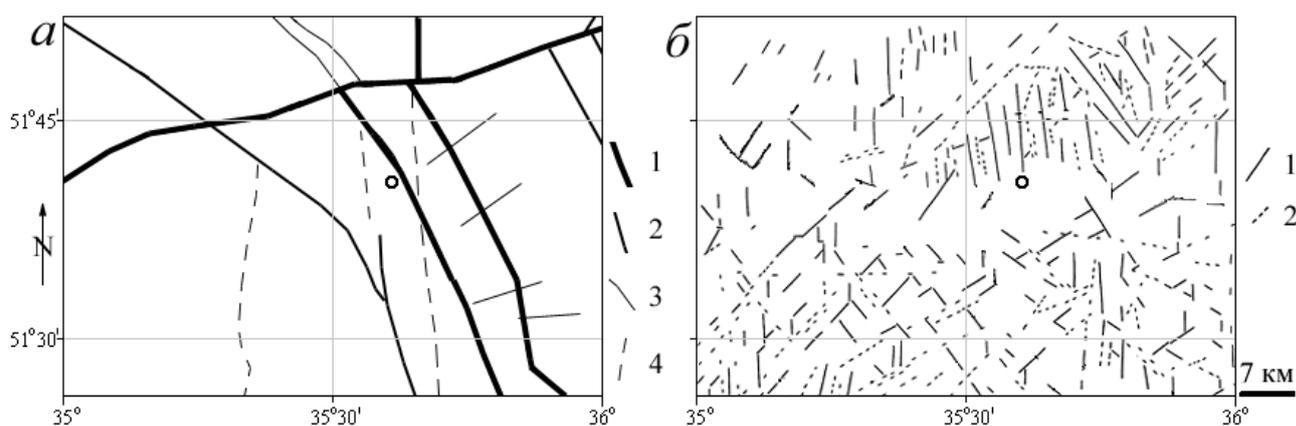


Рисунок 4.10 – Известные разрывные нарушения и линеаменты района КАЭС:

a – разрывы, выделенные по геофизическим данным (1 – глубинные, 2 – региональные, 3 – прочие) и ДДЗ (4) [78]; *б* – линеаменты, выделенные по топографическим картам и ДДЗ: 1 – достоверные, 2 – предполагаемые [90]. Пунсоны – КАЭС

могут отражаться в рельефе дневной поверхности в виде линеаментов. Линеаменты должны отражать как северо-западную ориентировку основных пликативных структур и продольных разломов, так и северо-восточную ориентировку поперечных нарушений. В частности, эти авторы рассматривали прямолинейные ограничения морских заливов домезозойского времени, ориентированные в северо-западном направлении, и палеогенового времени, ориентированные в северо-восточном направлении, как омоложенные разрывы фундамента. Кроме того, А.И.Полетаев с соавт. [90] не исключили, что субмеридиональные линейные элементы современного рельефа могут отражать не только фрагменты древней, предбайосской речной палеосети, имевшей меридиональное направление [78], но и элементы глубинной структуры земной коры, также связанной с субмеридиональными нарушениями докембрийского кристаллического фундамента.

4.1.4.3.2 Материалы и методы

В качестве исходных данных использовались топографическая карта [128] и фондовые геолого-геофизические картографические материалы масштаба 1 : 200 000 [78] (предоставлены А.И.Полетаевым, Геол. фак. МГУ).

С помощью дигитайзера были составлены нерегулярные ЦМВ земной поверхности (рис. 4.11*a*), кровли меловой системы (рис. 4.11*б*), кровли сеноманского яруса (рис. 4.11*в*) и кровли кристаллического фундамента (рис. 4.11*г*). Нерегулярные ЦМВ содержат 46 694, 941, 1002 и 1308 точек, соответственно. Система высот абсолютная. В оцифровке карт принимали участие М.Ю.Маркузе и А.И.Ефременко (МИИГАиК).

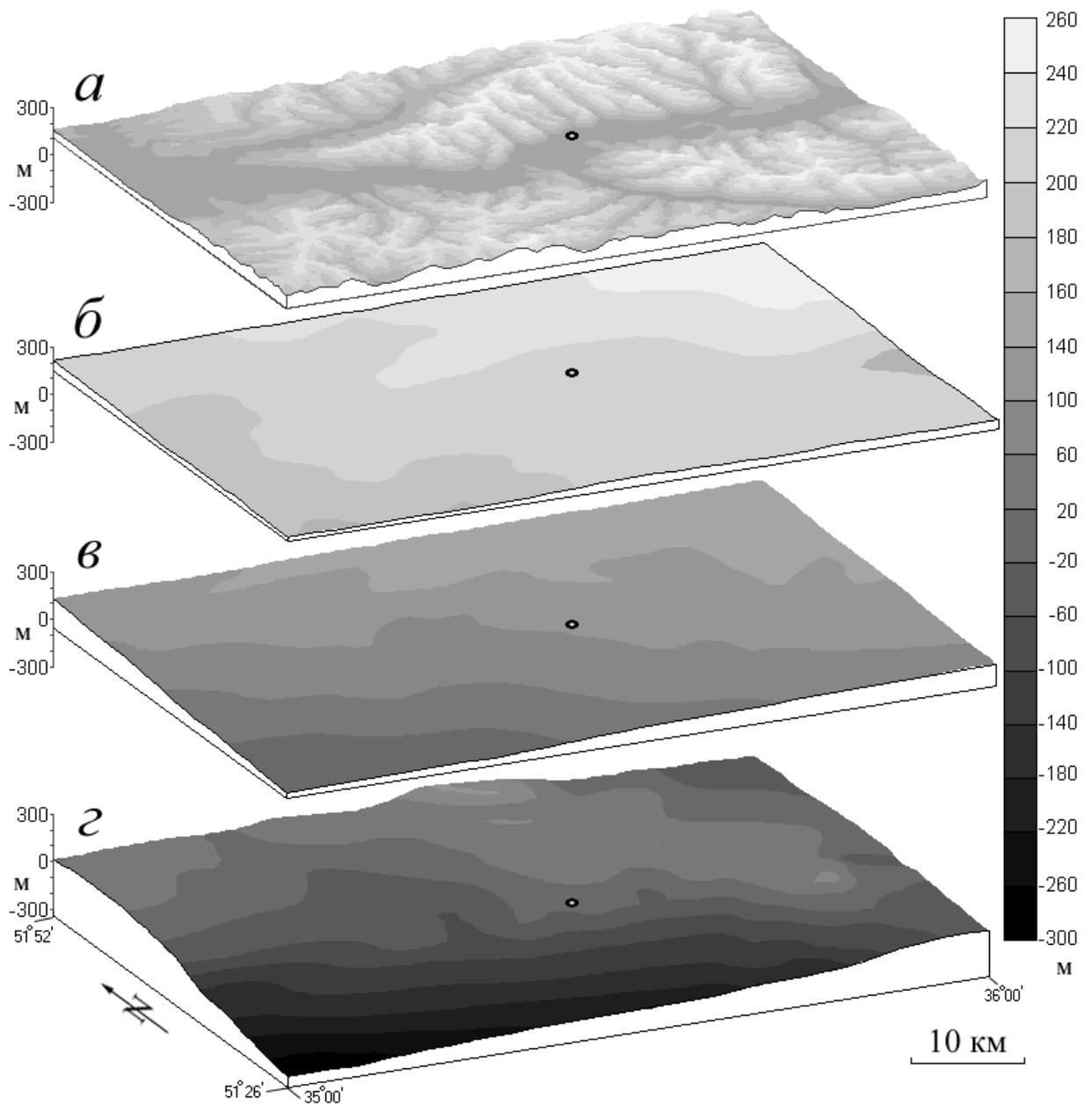


Рисунок 4.11 – Район КАЭС, высоты земной поверхности и кровли стратиграфических горизонтов: *а* – земная поверхность, *б* – кровля меловой системы, *в* – кровля сеноманского яруса, *г* – кровля кристаллического фундамента. Пунсоны – КАЭС и ее проекция на стратиграфические горизонты. 30-кратное преувеличение вертикального масштаба, ортографическая проекция, использована программа Surfer 6.04 (© 1993–1996, Golden Software Inc.)

Посредством триангуляции Делоне и интерполяции кусочными полиномами второй степени [173], были получены регулярные ЦМВ для всех изучаемых поверхностей. Авторским методом (разд. 2.1) с шагом 1500 м по регулярным ЦМВ были рассчитаны цифровые модели k_h и k_v (рис. 4.12). Очевидно, что все ЦМР дневной поверхности характеризуется значительно более высокой точностью и фактическим разрешением, чем соответствующие ЦМР кровли стратиграфических горизонтов. Карты представлены в проекции Гаусса-Крюгера.

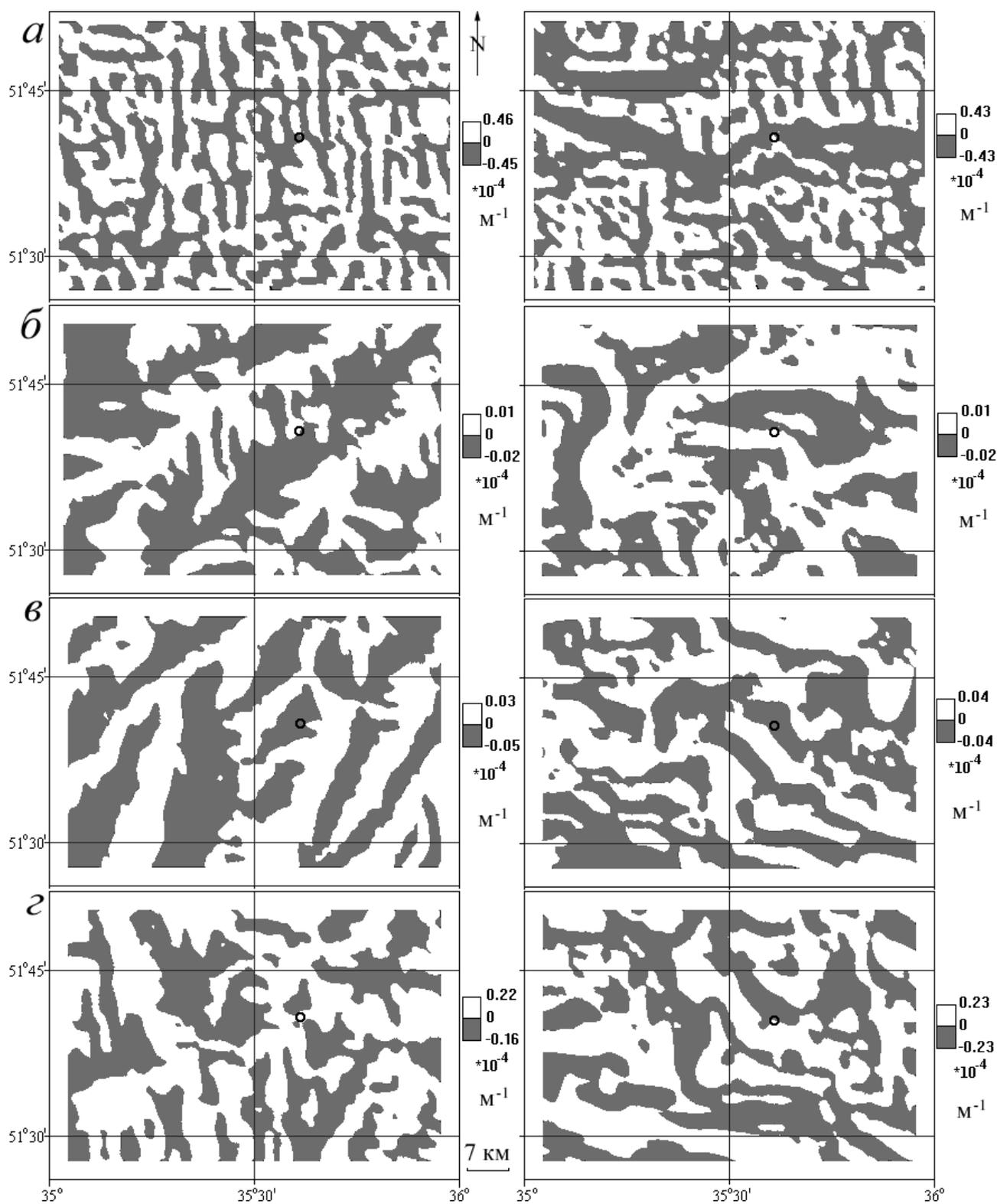


Рисунок 4.12 – Район КАЭС, горизонтальная (слева) и вертикальная (справа) кривизны: *а* – земная поверхность, *б* – кровля меловой системы, *в* – кровля сеноманского яруса, *г* – кровля кристаллического фундамента [152]. Пунсоны – КАЭС

В соответствии с разработанным методом были выделены линеаменты и дана их морфологическая интерпретация (рис. 4.13).

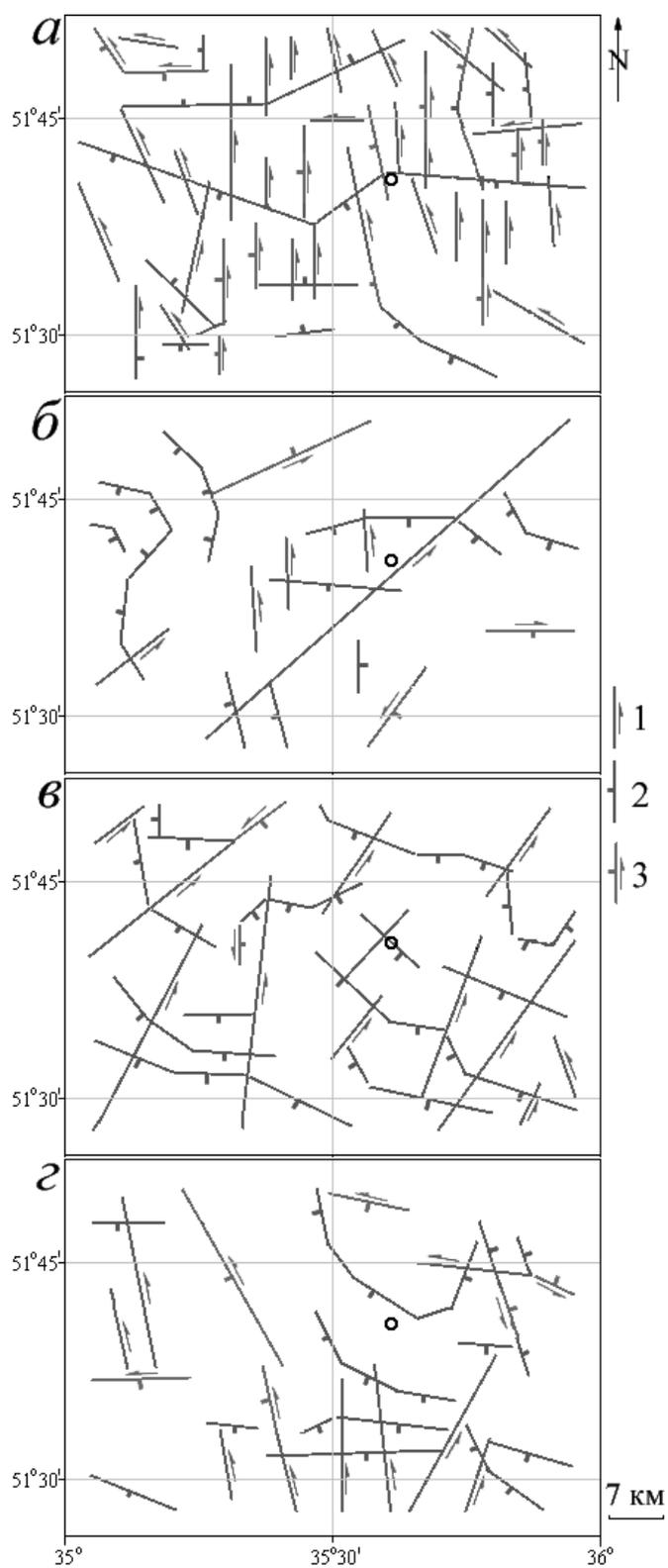


Рисунок 4.13 – Район КАЭС, типизация линеаментов, выявленных расчетом k_h и k_v (рис. 4.12) [152]: *а* – земная поверхность, *б* – кровля меловой системы, *в* – кровля сеноманского яруса, *г* – кровля кристаллического фундамента. Легенда: линеаменты, связанные с зонами изгибных сдвиговых деформаций (1), флексурами (2) и зонами изгибных деформаций, образованными как вертикальными, так и горизонтальными движениями (3). Направление горизонтальных движений показано условно. Пунсоны – КАЭС

4.1.4.3.3 Результаты и обсуждение

В данном случае рассматривается платформенная территория, поэтому линеаменты интерпретируются нами как зоны концентрации изгибных деформаций, а не разломы.

Линеаменты, которые связываются нами с зонами изгибных сдвиговых деформаций, выявлены на всех горизонтах. На кровле кристаллического фундамента они имеют преимущественно субмеридиональное простирание (рис. 4.13*з*); на кровле сеноманского яруса и меловой системы – генеральный северо-восточный азимут, хотя встречаются мелкие структуры северного и северо-западного простирания (рис. 4.13*б, в*); а на дневной поверхности – преимущественно субмеридиональное простирание (рис. 4.13*а*). Линеаменты, связанные, вероятно, с флексурами, на всех горизонтах развиты преимущественно вкост линеаментам, которые связываются нами с зонами изгибных сдвиговых деформаций (рис. 4.13).

Как и в случае Крыма (подп. 4.1.4.2.3), выделенные линеаменты не соотносятся с выделенными геологическими и геофизическими методами разломами фундамента (рис. 4.10*а*). Вместе с тем, обнаруживается определенное сходство рисунка «линеаментного поля» дневной поверхности, полученного в результате дешифрирования ДДЗ (рис. 4.10*б*) и анализа карт морфометрических характеристик дневной поверхности (рис. 4.13*а*). Более того, полученные автором результаты согласуются с выводами А.И.Полетаева с соавт. [90, с. 34]: «на основе анализа особенностей геологического развития и строения изученной территории можно ожидать, что в элементах ландшафта района расположения Курской АЭС-2 могут отражаться пликативные и дизъюнктивные дислокации фундамента северо-западного и северо-восточного простираний, а также субмеридиональные элементы глубинной структуры и палеорельефа (предбайосской речной сети), а также ограничения морских домезозойских и палеогенового заливов, ориентированных в СЗ-ом и СВ-ом направлениях».

В этой связи необходимо подчеркнуть, что при проведении данного исследования в 1994 г. автор диссертации не был ознакомлен с уже имевшимися в тот момент результатами изучения разрывно-линеаментной структуры района КАЭС [78, 90]. Эти отчеты были для автора недоступны, а изложенные в них материалы до сих пор не опубликованы. Автор диссертации имел доступ лишь к ЦМВ четырех поверхностей. Так было реализовано тестирование разработанного метода «вслепую». Соответствие между нашими результатами [152] и выводами исследователей, использовавших для выявления линеаментов топографические карты и ДДЗ [90], свидетельствует, с одной стороны, о достоверности полученных результатов, а с другой – об эффективности разработанного нами метода.

4.2 Анализ соотношения зон относительной аккумуляции и узловых структур

4.2.1 Постановка задачи

Рельеф во многом контролирует латеральный массоперенос – миграцию и аккумуляцию воды, минеральных и органических веществ вдоль земной поверхности и в приповерхностном слое под действием гравитации [498, 322]. В то же время, характеристики рельефа, в значительной мере, зависят от геологического строения территории [406, 72, 402, 57]. В частности, долинно-балочная сеть, определяющая основные пути миграции и области аккумуляции поверхностных потоков, в той или иной степени, связана с ослабленными зонами земной коры, представленными разломами различного ранга и зонами трещиноватости [77]. Зоны разломов и трещиноватости, в свою очередь, могут служить каналами для восходящей миграции подземных вод, флюидов и газов [46, 340, 13], определяя места формирования геохимических аномалий. Таким образом, некоторые фрагменты путей миграции поверхностных потоков могут совпадать с участками разгрузки глубинных потоков вещества. Анализ подобных зависимостей необходим для лучшего понимания соотношений между а) геологическими структурами и формами рельефа, и б) эндогенными и экзогенными процессами, оказывающими влияние на эволюцию биосферы.

Массоперенос вдоль земной поверхности и в приповерхностном слое под действием гравитации может быть описан в терминах дивергенции/конвергенции потоков и их относительного ускорения/замедления, которые контролируются горизонтальной и вертикальной кривизнами, соответственно (табл. 1.1). Прекращение или замедление поверхностного и внутрипочвенного латерального массопереноса при конвергенции и относительном замедлении потоков обуславливают аккумуляцию веществ в почве. На разных масштабных уровнях латеральный массоперенос, во многом, зависит от пространственного распределения элементов рельефа, которые можно разделить на три категории (рис. 1.11) (подразд. 1.1.8):

- Зоны относительной аккумуляции (одновременная конвергенция и относительное замедление потоков; $k_h < 0$ при $k_v < 0$);
- Зоны сноса (одновременная дивергенция и ускорение потоков; $k_h > 0$ при $k_v > 0$);
- Зоны транзита (отсутствие одновременного действия «однонаправленных» процессов; k_h и k_v имеют разные знаки или равны нулю).

Роль зон относительной аккумуляции в формировании свойств почвы неоднократно обсуждалась на качественном уровне. Обычно зоны относительной аккумуляции – это замкнутые депрессии различного масштабного уровня; в них содержание почвенной влаги значительно превышает фоновое [92, 98, 134]. В аридных и семиаридных регионах в этих зонах на уровне макро- и мезорельефа может происходить соленакопление, вторичное засоление почв

и повышенная минерализация грунтовых вод [49].

На количественном уровне показано, что зонам относительной аккумуляции соответствуют наиболее увлажненные участки почвенного покрова [398] и зоны насыщения [262], благодаря чему существует высокая вероятность возникновения в этих зонах поверхностного стока [494]. Из-за повышенного содержания влаги в почвах и грунтах в этих зонах развиты оползневые явления [353], распространено оглеение почв, развитие элювиального горизонта, максимальные значения мощности горизонта А и глубины вскипания карбонатов кальция [408].

Важными объектами геологической среды являются узловые структуры [88], под которыми обычно понимаются участки пересечения линеаментов. Для узловых структур характерны повышенная рыхлость, трещиноватость и проницаемость горных пород. Установлено, что узловые структуры часто характеризуются повышенной сейсмичностью [96], аномальным обводнением [75] (вплоть до заболоченности [55]), активизацией эрозионных, карстовых [53] и оползневых [45] процессов. К узловым структурам часто приурочены разновозрастные интенсивные проявления магматизма и вулканизма [88]. В зависимости от размера (ранга), узловые структуры могут контролировать рудные районы, рудные поля, месторождения различных рудных полезных ископаемых и рудопроявления [19, 133]. Приведенные данные не означают, что к каждой узловой структуре приурочены все указанные природные объекты и явления. Их наличие или отсутствие может определяться фоновой геологической обстановкой и другими факторами.

В 1983 г. при визуальном дешифрировании космических снимков, видимо, впервые было отмечено, что узловым структурам иногда соответствуют пониженные участки местности [55]. В результате качественного анализа геологических и дистанционных данных, А.И.Полетаев [88] пришел к выводу, что узловые структуры всех уровней иерархии выражены в рельефе, как правило, в виде депрессий. В 1993 г. нами на количественном уровне было доказано, что на территориях с тектоническим унаследованным рельефом зоны относительной аккумуляции, как правило, совпадают с узловыми структурами [139].

Действительно, ранее нами было показано, что для выделения выраженных в рельефе линеаментов необходимо рассчитать цифровые модели горизонтальной и вертикальной кривизн и построить их карты [138, 139]. При этом выделяются две группы структур. Линеаменты первой группы фиксируются фрагментами областей конвергенции ($k_h < 0$) и связаны, в основном, со сдвигами. Линеаменты второй группы регистрируются фрагментами областей относительного замедления ($k_v < 0$) и связаны, в основном, со сбросами и надвигами [267] (разд. 4.1). Очевидно, что участок пересечения двух линеаментов из разных групп соответст-

вует зоне относительной аккумуляции. Таким образом, значения $k_h < 0$ при $k_v < 0$ определяют узловыe структуры, а значения $k_h > 0$ при $k_v > 0$ (зоны рассеяния) – консолидированные участки земной коры. (Здесь не утверждается, что геологические структуры контролируют все зоны относительной аккумуляции. Часть из них формируется другими, например, эрозийными процессами.)

Перед автором стояла задача изучить соотношения между узловыми структурами и зонами относительной аккумуляции. Результаты исследования опубликованы в двух статьях автора [271, 141].

4.2.2 Объект исследования

Для исследования была выбрана часть Крымского полуострова (рис. 4.4). Геологическая характеристика территории дана в подп. 4.1.4.2.1.

4.2.3 Материалы и методы

В работе использована ЦМВ части Крымского полуострова и прилегающего морского дна (рис. 4.5). Описание составления ЦМВ и расчетов цифровых моделей горизонтальной и вертикальной кривизн (рис. 4.7) приводятся в подп. 4.1.4.2.2. На основе цифровых моделей k_h и k_v построена карта зон относительной аккумуляции, транзита и сноса (рис. 4.14).

ЦМР были рассчитаны с $w = 3000$ м по следующим причинам:

– Такое значение шага сетки обеспечивает выявление элементов рельефа, происхождение которых связано преимущественно с геологическим строением рассматриваемой территории.

– Характерные плановые размеры рассматриваемых ниже природных объектов, которые априори могут располагаться в узловых структурах, в целом соответствуют характерным плановым размерам зон относительной аккумуляции, транзита и сноса при расчете цифровых моделей горизонтальной и вертикальной кривизн с $w = 3000$ м.

– Такой шаг сетки оптимален с точки зрения читаемости получаемой карты (рис. 4.14).

Для проведения анализа использована следующая выборка природных объектов, которые априори могут располагаться в узловых структурах:

– 24 сильно обводненные зоны – участки с аномально высокими дебитами источников и скважин (рис. 4.15) [75];

– 29 участков интенсивной и 25 участков исключительно интенсивной трещинной проницаемости горных пород (рис. 4.15), в которых происходит разгрузка термальных глубинных вод [167, 168, 53].

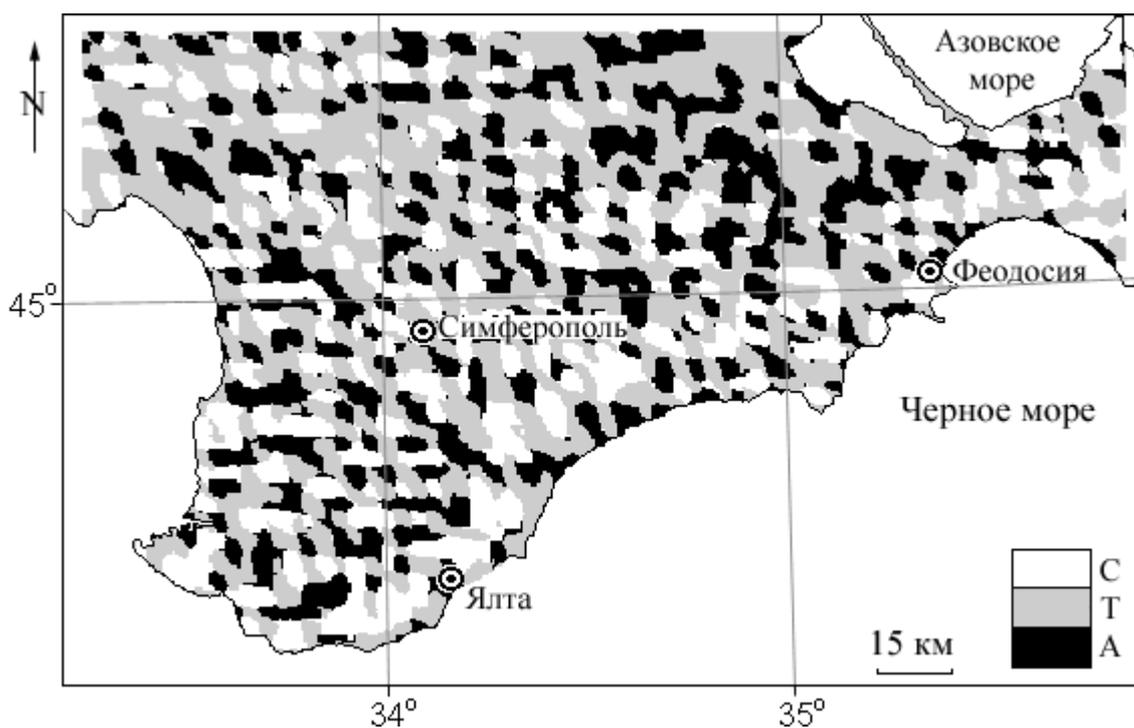


Рисунок 4.14 – Крымский полуостров: зоны сноса (С), транзита (Т) и относительной аккумуляции (А) [271]

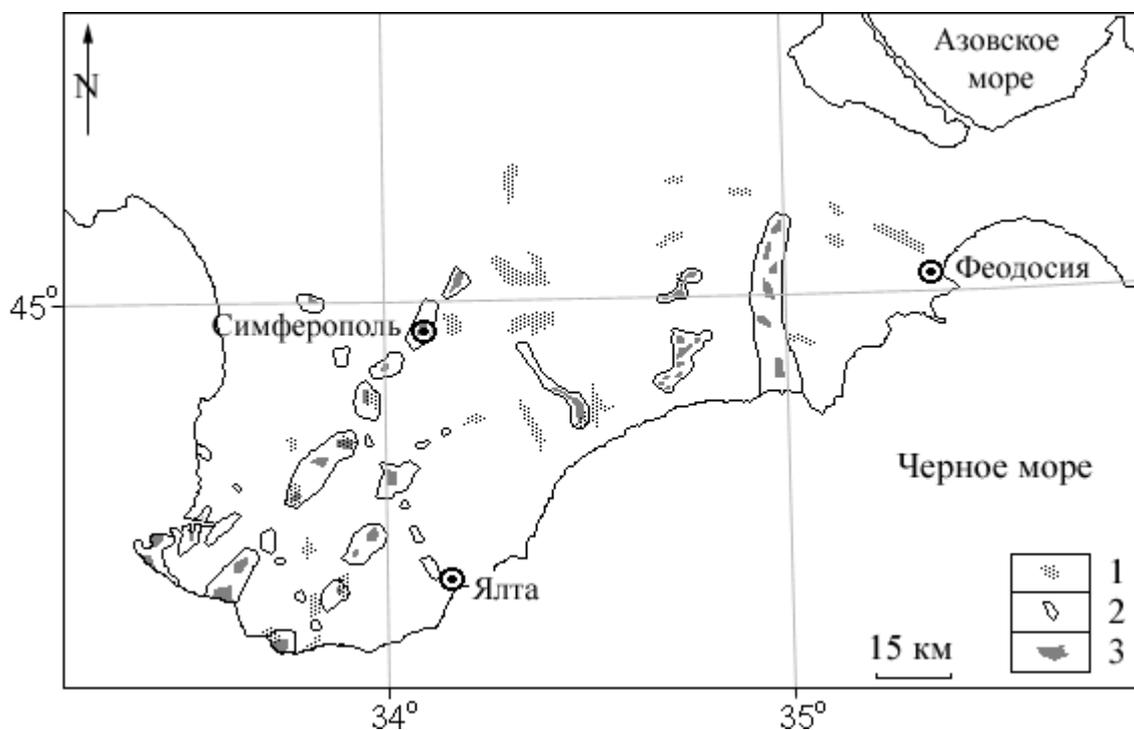


Рисунок 4.15 – Крымский полуостров: 1 – участки с аномально высокими дебитами источников и скважин [75]; 2 и 3 – участки интенсивной (2) и исключительно интенсивной (3) трещиноватости горных пород [167, 168, 53]

Обводненные зоны (рис. 4.15) контролируются узлами пересечения зон трансрегиональных субмеридиональных разломов с локальными разрывами северо-восточного и субширотного простирания [75]. Хотя эти авторы не публиковали дебиты всех источников и скважин, они приводят данные по крупнейшему крымскому источнику Карасу-Баши, расположенному на одном из пересечений разломов. Его среднегодовой дебит составляет около 1450 л/с.

Участки интенсивной трещинной проницаемости горных пород (рис. 4.15) были выявлены с использованием γ -метрического метода, основанного на связи между радиоактивностью литологически однородной породы и степенью ее трещиноватости: чем выше трещиноватость, тем ниже γ -активность [167, 168]. Это вызвано усиленным выносом из трещин тонкодисперсного материала в процессе фильтрации подземных вод и инфильтрации атмосферных осадков. Тонкодисперсный материал является основным источником γ -активности большинства осадочных и метаморфических пород. Количественные данные по γ -активности – как фоновых значений, так и для участков интенсивной трещинной проницаемости горных пород – в работах [167, 168, 53] приведены не были.

Если бы зоны относительной аккумуляции, транзита и сноса были равномерно распределены в пределах изучаемой территории (если бы их общие площади S_a , S_t и S_d , соответственно, были равны), можно было бы оценить степень связи некоторого природного объекта с тем или иным элементом рельефа с помощью коэффициента

$$P_i = U_i / U_{\Sigma} , \quad (4.1)$$

где U_i – общая площадь или число природных объектов, расположенных в каждом элементе рельефа, U_{Σ} – общая площадь или число природных объектов. Однако на рис. 4.14 видно, что S_a , S_t и S_d не равны. Поэтому, зоны относительной аккумуляции, транзита и сноса имеют различный вес применительно к интересующим нас связям.

Для оценки этих связей с учетом разницы в S_i , необходимо умножать P_i на вес зон относительной аккумуляции, транзита и сноса W_a , W_t и W_d , соответственно: $W_i = \frac{4}{3} - E_i$ где $E_i = S_i / S_{\Sigma}$, S_{Σ} – общая площадь исследуемой территории.

Если $S_a = S_t = S_d$, то $E_a = E_t = E_d = 1/3$ и $W_a = W_t = W_d = 1$. Если $E_i < 1/3$, то $W_i > 1$, а если $E_i > 1/3$, то $W_i < 1$. Таким образом, для характеристики степени связи природного объекта с элементами рельефа, можно использовать «коэффициент связи»

$$R_i^{as} = W_i P_i . \quad (4.2)$$

Для каждого природного объекта R_i^{as} должен быть нормирован, то есть $R_d^{as} + R_t^{as} + R_a^{as} = 1$.

Оценка степени связи между выбранными природными объектами и зонами относительной аккумуляции, транзита и сноса включала следующие этапы:

- 1) Определение S_a , S_t и S_d (табл. 4.1);
- 2) Расчет E_a , E_t и E_d (табл. 4.1);
- 3) Оценка W_a , W_t и W_d (табл. 4.1);
- 4) Оценка U_{Σ} (табл. 4.2);
- 5) Определение U_a , U_t и U_d (табл. 4.2);
- 6) Расчет P_a , P_t и P_d (табл. 4.2);
- 7) Оценка R_a^{as} , R_t^{as} и R_d^{as} (табл. 4.2, рис. 4.16).

Обработка данных осуществлена с помощью программы LandLord (прил. А). Карты представлены в проекции Гаусса-Крюгера.

4.2.4 Результаты и обсуждение

На картах зон относительной аккумуляции, транзита и рассеяния (рис. 4.14) хорошо видна структура пространственного распределения этих элементов рельефа. Фиксируется определенная упорядоченность зон относительной аккумуляции, которая связана с региональными системами выраженных в рельефе разломов преобладающего субмеридионального, субширотного, северо-восточного и северо-западного простирания [267] (подп. 4.1.4.2.1).

В наибольшей степени зоны относительной аккумуляции контролируют распределение сильно обводненных зон и участков исключительно интенсивной трещиноватости горных пород: коэффициенты связи достигают 0,74 (табл. 4.2, рис. 4.16). Это не удивительно: раз зоны относительной аккумуляции соответствуют узловым структурам, то и явления, распространенные в узловых структурах, должны быть приурочены к зонам относительной аккумуляции.

Степень связи участков интенсивной трещиноватости с зонами аккумуляции значительно ниже – коэффициент связи составляет 0,54 (табл. 4.2, рис. 4.16). В то же время, степень приуроченности данных участков к зонам транзита описывается коэффициентом связи 0,31 (табл. 4.2, рис. 4.16). Это тоже не удивительно: зоны транзита соответствуют сегментам линеаментов вне узлов пересечения. В пределах этих сегментов трещиноватость пород меньше, чем в узловых структурах, поэтому зоны транзита могут контролировать меньшую часть явлений, тяготеющих к зонам относительной аккумуляции. Действительно, связь сильно обводненных зон и участков исключительно интенсивной трещиноватости с зонами транзита описывается коэффициентами 0,23 и 0,15, соответственно (табл. 4.2, рис. 4.16).

Таблица 4.1 – Некоторые параметры выраженных в рельефе зон относительной аккумуляции, транзита и сноса в пределах рассматриваемой территории (общая площадь $S_{\Sigma} = 26\,703 \text{ км}^2$)

Зона	Параметр	Значение
Аккумуляции	Общая площадь, S_a (км^2)	6588
	Доля площади территории, E_a	0,25
	Вес, W_a	1,09
Транзита	Общая площадь, S_t (км^2)	14 751
	Доля площади территории, E_t	0,55
	Вес, W_t	0,78
Сноса	Общая площадь, S_d (км^2)	5364
	Доля площади территории, E_d	0,20
	Вес, W_d	1,13

Таблица 4.2 – Степень связи некоторых природных объектов с зонами относительной аккумуляции, транзита и сноса

Природный объект	Всего, U_{Σ} (км^2)	Параметр	Зона		
			аккумуляции	транзита	сноса
Сильно обводненная зона	301	Общая площадь, U_i (км^2)	204	90	7
		Доля, P_i	0,68	0,30	0,02
		Коэффициент связи, R_i^{as}	0,74	0,23	0,03
Интенсивная трещиноватость	1006	Общая площадь, U_i (км^2)	492	382	132
		Доля, P_i	0,49	0,38	0,13
		Коэффициент связи, R_i^{as}	0,54	0,31	0,15
Исключительно интенсивная трещиноватость	134	Общая площадь, U_i (км^2)	95	25	14
		Доля, P_i	0,71	0,19	0,10
		Коэффициент связи, R_i^{as}	0,74	0,15	0,11

Часть природных объектов тяготеет к зонам сноса (консолированным участкам земной коры): коэффициент связи варьирует от 0,03 для сильно обводненных зон до 0,15 для интенсивной трещиноватости горных пород (табл. 4.2, рис. 4.16).

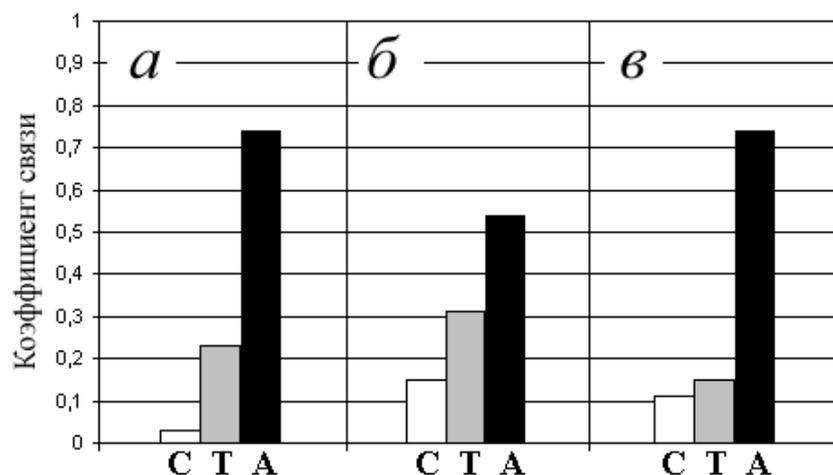


Рисунок 4.16 – Распределение объектов по зонам сноса (С), транзита (Т) и аккумуляции (А): *a* – сильно обводненные зоны, *б* – участки интенсивной и *в* – исключительно интенсивной трещиноватости горных пород [271]

Так как в пределах зон сноса (на участках между линеаментами) трещиноватость пород в общем случае не развита, этот результат может оказаться артефактом: 1) Некоторые из объектов могут располагаться в зонах аккумуляции меньшего уровня иерархии, которые лежат в пределах зон рассеяния более высокого ранга и могут быть выявлены лишь при использовании меньших шагов сетки ЦМР; 2) На результаты оценки могут оказывать влияние ошибки исходных данных. Кроме того, этот результат можно получить, если некоторые зоны сноса в пределах узловых структур были сформированы эрозионными процессами.

Тем не менее, выявлена тенденция локализации значительной части рассмотренных природных объектов в зонах транзита (вдоль линеаментов вне узлов пересечения), причем, в ряде случаев, значительная часть объектов тяготеет к зонам относительной аккумуляции (узловым структурам) (рис. 4.16). На качественном уровне данная закономерность в части, касающейся геологических структур, известна [53, 75, 133, 88]. Результаты проведенного количественного анализа позволяют существенно уточнить эти представления, а также определить закономерности распределения указанных природных объектов по элементам рельефа.

Очевидно, что численные результаты проведенного анализа (табл. 4.2) характеризуют именно тенденцию. Степень приуроченности одного и того же типа природных объектов к зонам относительной аккумуляции (узловым структурам), по-видимому, может варьировать, в зависимости геологических и геоморфологических условий, а также от масштаба исследования. При ранжировании природных объектов по определенным признакам (например, сильно обводненных зон – по водоносным горизонтам), возможно уточнение закономерностей распределения этих объектов в ландшафте.

Выраженные в рельефе зоны относительной аккумуляции тесно связаны с сильно обводненными зонами и участками исключительно интенсивной трещиноватости горных пород (табл. 4.2, рис. 4.16), которые контролируют восходящую миграцию глубинных подземных вод. Таким образом, в пределах зон относительной аккумуляции высокое содержание влаги в почве может контролироваться усиленной разгрузкой подземных вод при одновременной аккумуляции влаги поверхностных потоков. Это косвенно подтверждается следующими известными фактами:

– Повышенная влажность почв и грунтов наблюдается как в зонах относительной аккумуляции [98, 262], так и в узловых структурах [55].

– Повышенная влажность почв и грунтов приводит к развитию оползней как в зонах аккумуляции [353], так и в узловых структурах [45].

– На формирование засоленных и гидроморфных почв в отрицательных формах рельефа, расположенных вдоль дизъюнктивов, влияет как восходящая миграция минерализованных и пресных подземных вод, так и поверхностный перенос растворенных веществ [46].

Таким образом, зоны относительной аккумуляции / узловые структуры являются участками контакта и вещественного обмена потоков поверхностного и глубинного массопереноса. Связь зон относительной аккумуляции с узловыми структурами вызвана, по-видимому, тем, что последние характеризуются повышенной трещиноватостью. Она проявляется здесь значительно сильнее, чем вдоль линеаментов вне узлов. Поэтому, именно в узловых структурах породы наиболее подвержены выветриванию, просадкам и другим процессам, влияющим на возникновение и развитие депрессий. Повышенное увлажнение в зонах относительной аккумуляции может активизировать эрозию, что, в свою очередь, усиливает выраженность этих участков в рельефе.

Локализация значительной части сильно обводненных зон и участков исключительно интенсивной трещиноватости в зонах относительной аккумуляции определяет практическую значимость карт этих зон для геоэкологии. Накапливаемые в зонах относительной аккумуляции вещества могут закрепляться в почве и грунтах, вновь участвовать в поверхностном массопереносе в период весеннего снеготаяния и вовлекаться в процесс нисходящей миграции по трещинам горных пород. При нисходящей миграции солей и поллютантов возможна минерализация и загрязнение водоносных горизонтов. В связи с этим, в зонах относительной аккумуляции целесообразно проводить гидрогеологический мониторинг и защитные мероприятия.

4.3 Анализ планетарного рельефа

4.3.1 Постановка задачи

Как отмечалось в подразд. 4.1.1, разломы и зоны повышенной проницаемости проявляются на поверхности Земли в виде линеаментов [315, 397, 71, 48, 13]. Если на региональном уровне линеаменты допустимо рассматривать как плоские линии, то на континентальном или глобальном уровне линеаменты должны рассматриваться как пространственные кривые.

Выявлению и анализу планетарных систем линеаментов уделялось много внимания в работах, посвященных глобальному тектоническому моделированию. Проведенные исследования могут быть разделены на три группы:

- Выявление закономерностей в глобальном распределении линеаментов с помощью анализа общегеографических и геологических карт и, затем, разработка моделей, объясняющих найденные закономерности [156, 386 и др.].

- Разработка физико-математической модели глобального тектонического процесса, вызывающего формирование идеальной планетарной сети линеаментов и, затем, сравнение идеальной и реальной линеаментных сетей [474, 38 и др.].

- Лабораторное моделирование глобальной линеаментной сети с использованием вращающихся сфер [347, 159 и др.]. В данном случае, происхождение глобальных систем линеаментов обычно связывалось с силами вращения.

H.Rance [418] разработал для сферы физико-математическую модель деформаций кручения. Кручение связывалось с воздействием на земную кору предполагаемых конвекционных течений в мантии. В соответствии с этой моделью, на поверхности сферы образуются две системы следов поверхностей разрушения, вызванных торсионными деформациями: трещины транспрессии и трещины кливажа [417]. Геометрически, следы торсионных деформаций представляют собой две системы двойных пространственных спиралей, проходящих по сфере от полюса до полюса (рис. 4.17а). Эти следы имеют разный наклон на экваторе: пара взаимно симметричных спиралевидных следов трещин транспрессии имеет углы наклона $15-18^\circ$ и $165-162^\circ$, а пара спиралевидных следов трещин кливажа имеет углы наклона $56-62^\circ$ и $124-118^\circ$. Поиск реальных глобальных спиралевидных тектонических структур с указанными азимутами простираения привел к выявлению нескольких относительно небольших линеаментов, которые являются разломами, желобами, хребтами, зонами трещиноватости и цепочками подводных гор в бассейнах Тихого и Индийского океанов [417, 419].

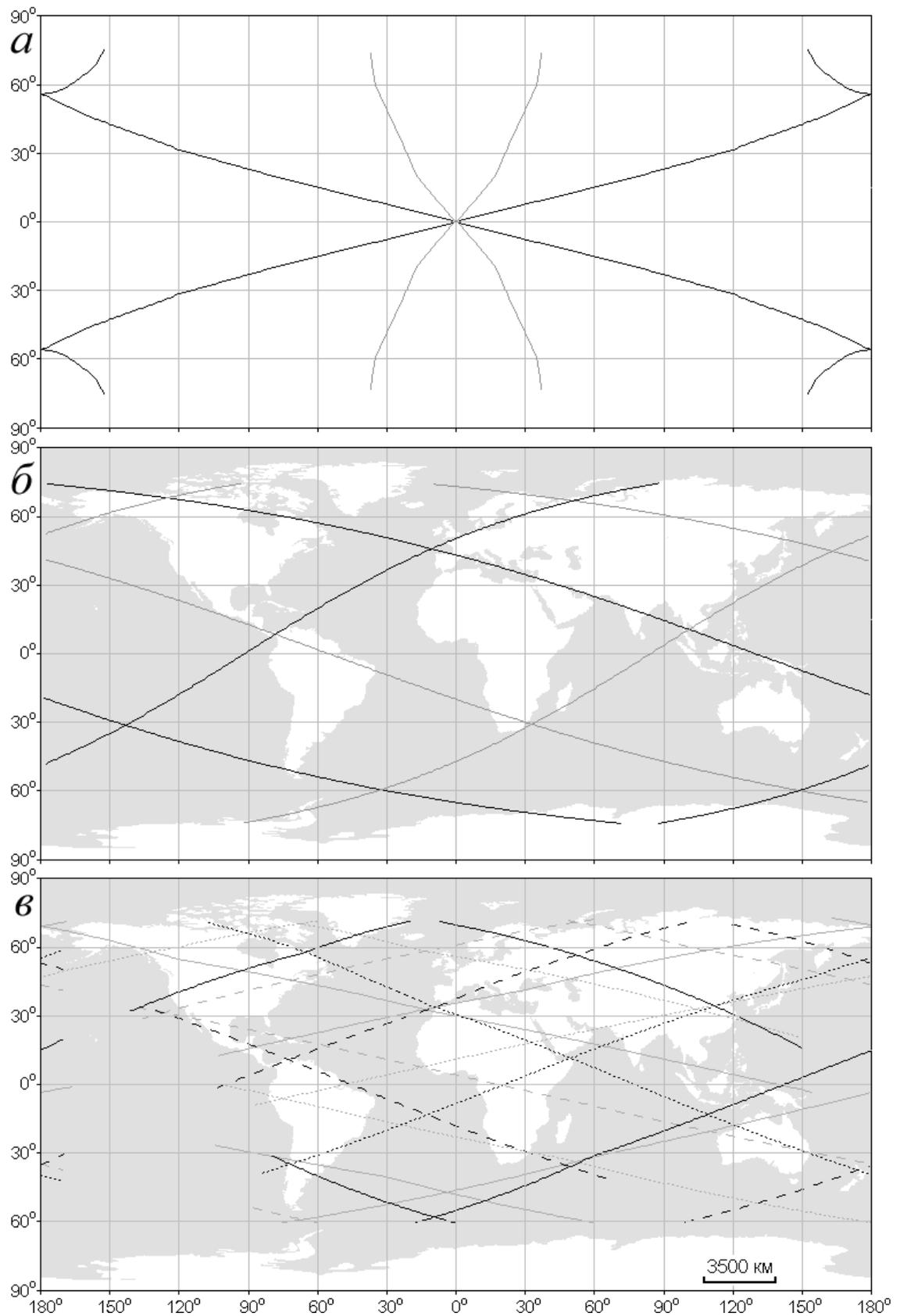


Рисунок 4.17 – Глобальные спиралевидные структуры: *a* – теоретические следы торсионных деформаций [417]: трещины транспрессии (черные линии) и трещины кливажа (серые линии); *б* – оси двойных спиралевидных зон [396]; *в* – шесть двойных спиралевидных структур [18] (различные пары структур обозначены разным стилем линий)

С помощью визуального анализа общегеографических карт E.S.T.O'Driscoll [396] выявил две глобальные двойные спиральные зоны, которые выражены в рельефе и тектоническом строении. Эти зоны имеют одинаковый наклон на экваторе: около 32° и 160° (рис. 4.17б). E.S.T.O'Driscoll [396] полагал, что эти зоны являются фундаментальными структурными поясами, определяющими глобальную сеть деформаций и эволюцию планеты. Ю.В.Волков [18], также путем визуального анализа общегеографических карт, выделил шесть глобальных двойных спиральных структур. На экваторе три из них имеют наклон около 12° и 168° , а три другие структуры имеют наклон около 22° и 158° (рис. 4.17в). Ю.В.Волков [18] предположил, что эти структуры являются следами древних приливных взаимодействий в резонансной системе Земля–Луна.

Хотя изучению глобальных линейных элементов ранее уделялось большое внимание, их существование до сих пор проблематично. Это связано со следующими обстоятельствами:

- Качественный характер общегеографических и геологических карт, использованных для анализа в прошлых работах;
- Весьма приблизительное представление батиметрии дна океанов на этих картах, так как они были составлены до появления доступных и достаточно точных батиметрических данных;
- Невозможность учета всех естественных условий в математических моделях;
- Очевидные различия между вращением Земли и его лабораторными симуляциями;
- Противоречия между плейт-тектонической гипотезой и возможностью существования глобальных линейных структур, выраженных в рельефе и тектоническом строении.

Указанные технические проблемы могут быть легко решены при использовании количественного описания рельефа – глобальной ЦМВ – и методов цифрового моделирования рельефа. Действительно, рельеф, являясь результатом взаимодействия эндогенных и экзогенных геофизических процессов различного пространственного и временного масштаба, хранит в своих характеристиках информацию как о поверхностных процессах, так и о тектонических структурах. Таким образом, если глобальные спиральные структуры действительно существуют, есть вероятность, что они выражены в рельефе.

Перед автором стояли две задачи:

- Провести цифровое моделирование рельефа Земли на планетарном масштабном уровне с целью выявления глобальных спиралевидных структур для подтверждения или опровержения указанных выше гипотез.
- Учитывая возможность существования аналогичных структур на других небесных телах Солнечной системы, провести аналогичный анализ рельефа планет земной группы и спутников. Результаты такого сравнительного планетологического анализа могут служить

дополнительными аргументами за или против гипотезы глобальных спиралевидных тектонических структур на Земле.

Различные аспекты проблемы, рассматриваемой в данном разделе, опубликованы в четырех статьях автора [275, 276, 145, 148].

4.3.2 Материалы и методы

Для проведения работы была составлена глобальная ЦМВ Земли с разрешением 30' (рис. 4.18). При этом было использовано несколько источников. Значения высоты суши были взяты из глобальной ЦМВ GLOBE [298]. Значения глубины большей части морей и океанов были взяты из глобальной ЦМВ ETOPO2 [251]. Батиметрия континентального шельфа Антарктики, Каспийского и Аральского морей, а также крупных озер Евразии, Северной Америки и Африки была оцифрована по топографическим картам.

Глобальная ЦМВ включает 260 281 точек (матрица 721×361). В ЦМВ GLOBE Антарктида и Гренландия представлены высотами ледового щита, а не подледникового рельефа [311]. Эти территории были включены в составленную ЦМВ для сохранения единства структуры данных.

Для сравнительного планетологического анализа были выбраны Марс, Венера и Луна. Во-первых, это наиболее сходные с Землей небесные тела с точки зрения их эволюции и формы. Во-вторых, для Марса, Венеры и Луны уже существуют глобальные ЦМВ.

ЦМВ Марса (рис. 4.19а) построена по материалам лазерной альтиметрии из архива миссии Mars Global Surveyor [447]. ЦМВ Венеры (рис. 4.19б) основана на материалах спутниковой радиолокационной съемки из двух архивов миссии Magellan [442, 288]. ЦМВ Луны (рис. 4.19в) основана на данных лазерной альтиметрии из архива миссии Clementine [505].

Все ЦМВ построены на глобальной сетке сфероидических трапеций, имеют разрешение 30' и включают по 260 281 точке (матрицы 721×361). Высоты Луны и Марса даны относительно поверхности соответствующих геоидов, а высоты Венеры – относительно среднего радиуса планеты.

Для подавления высокочастотного шума было применено сглаживание исходных ЦМВ с использованием скользящего окна 3×3 . Эксперименты показали, что для получения читаемых глобальных морфометрических карт Земли, Марса, Венеры и Луны требуется от одного до трех сглаживаний.

Данное исследование было первым приложением цифрового моделирования рельефа для выявления линеаментов глобального масштаба; не были известны морфометрические характеристики, априори эффективные для этих целей. Поэтому было принято решение проводить расчет репрезентативного набора параметров рельефа.

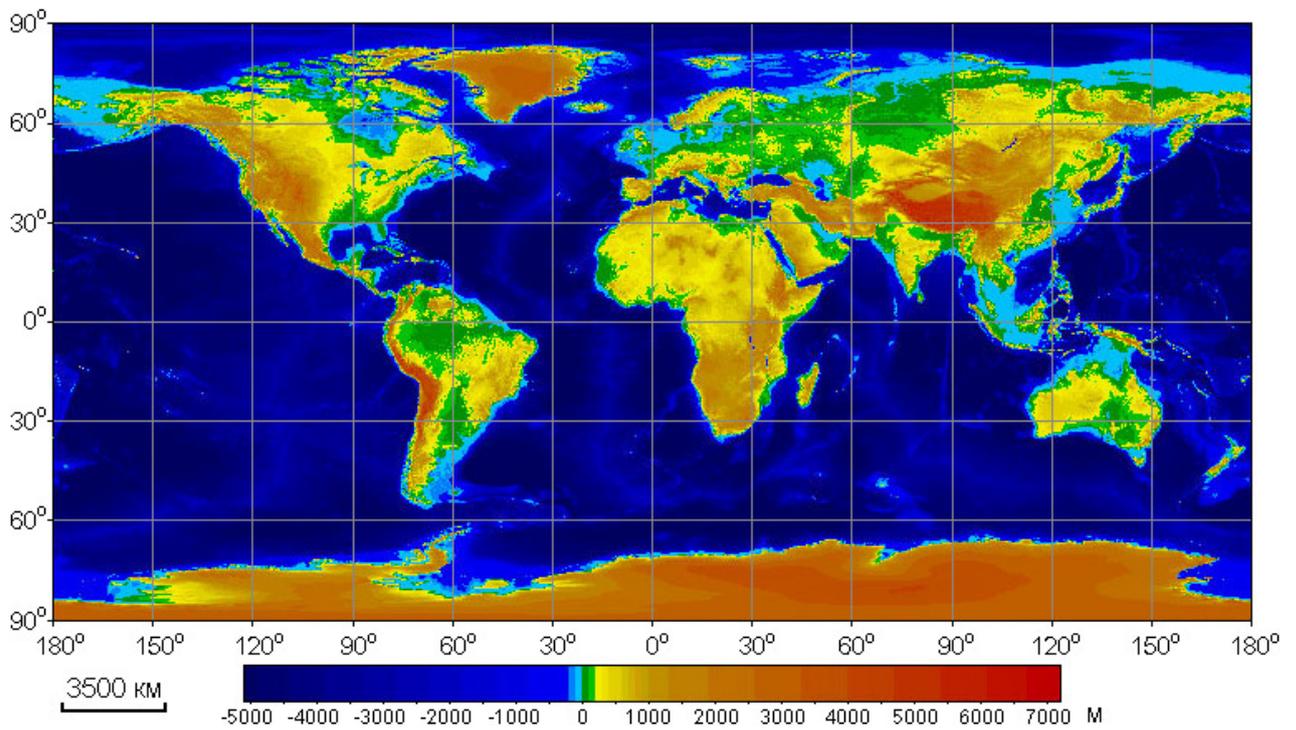


Рисунок 4.18 – Земля, высоты [145]

С помощью разработанного автором метода расчета локальных морфометрических характеристик на сетках сфероидических трапеций (разд. 2.2) для Земли, Марса, Венеры и Луны были рассчитаны все, указанные в табл. 1.1, локальные параметры рельефа. По методу Мартца – де Янга (п. 1.1.5.1), адаптированному к сеткам сфероидических трапеций (подразд. 2.2.3), были рассчитаны водосборная и дисперсивная площади (подразд. 1.1.5). Все морфометрические параметры рассчитывались по сглаженным ЦМВ. Все глобальные ЦМВ обрабатывались как виртуально замкнутые матрицы высот. Все полученные глобальные сфероидические ЦМР имеют разрешение 30' и включают по 260 281 точке (матрицы 721×361).

При сглаживании и расчетах морфометрических характеристик, для вычисления размеров элементов скользящего окна (подразд. 2.2.3) для Земли и Марса использовались стандартные значения полуосей эллипсоида Красовского (6 378 245 м и 6 356 863 м) и эллипсоида вращения Марса (3 396 190 м и 3 376 200 м), соответственно. Венера и Луна рассматривались как сферы с радиусами 6 051 848 м и 1 738 000 м, соответственно.

Были построены глобальные мелкомасштабные карты всех рассчитанных параметров рельефа (рис. 4.20–4.25). Чтобы избежать потери информации о пространственном распределении значений морфометрических характеристик из-за широкого динамического диапазона их значений, при картографировании было применено логарифмическое трансформирование по формуле (1.25) при $n = 9$. Кроме того, были построены «бинарные» карты CA и DA – с квантованием значений этих характеристик на два уровня (рис. 4.26, 4.27).

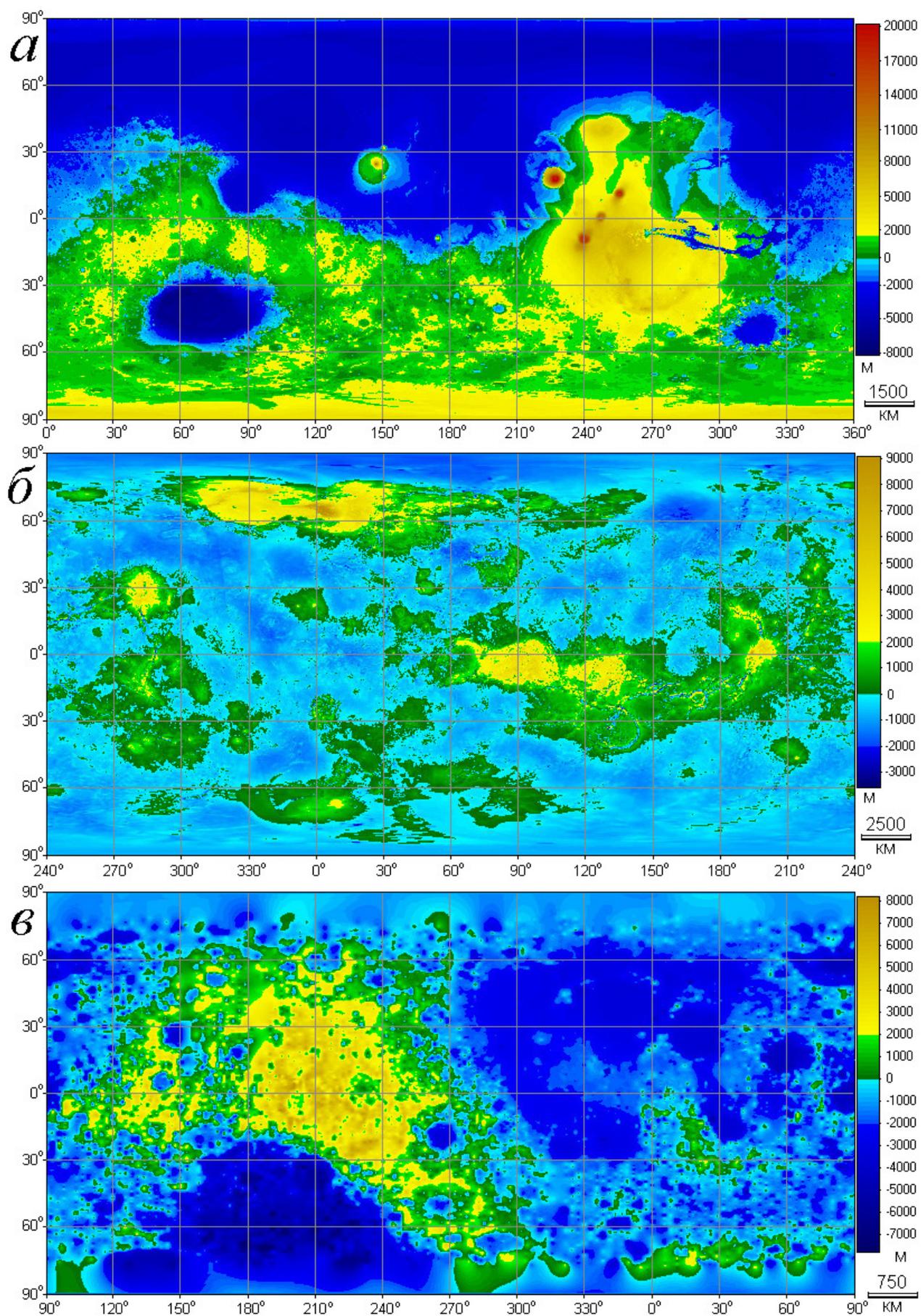


Рисунок 4.19 – Высоты: *а* – Марс, *б* – Венера, *в* – Луна [276, 148]

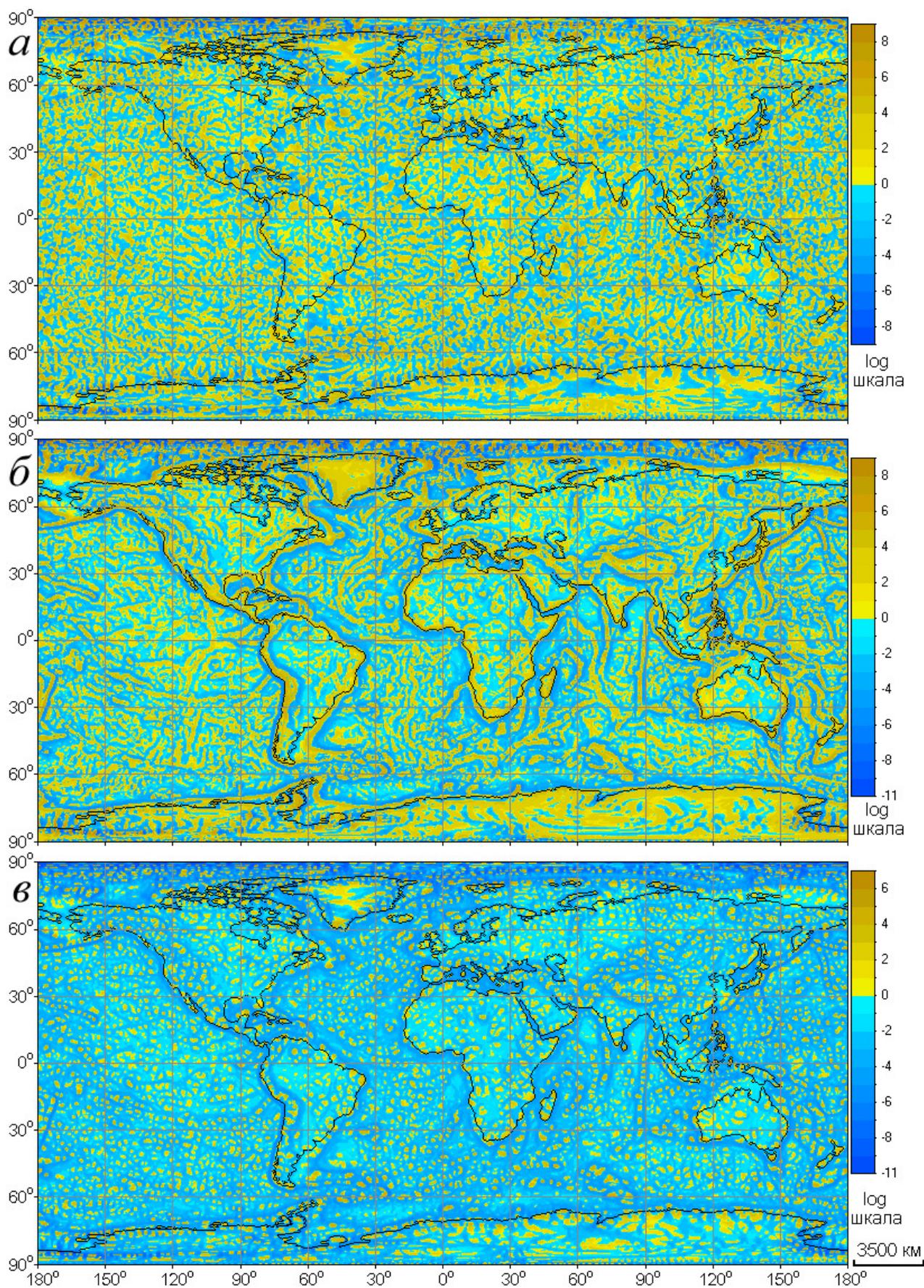


Рисунок 4.20 – Земля (трижды сглаженная ЦМВ) [145, 275]:

a – горизонтальная кривизна, *б* – вертикальная кривизна, *в* – минимальная кривизна

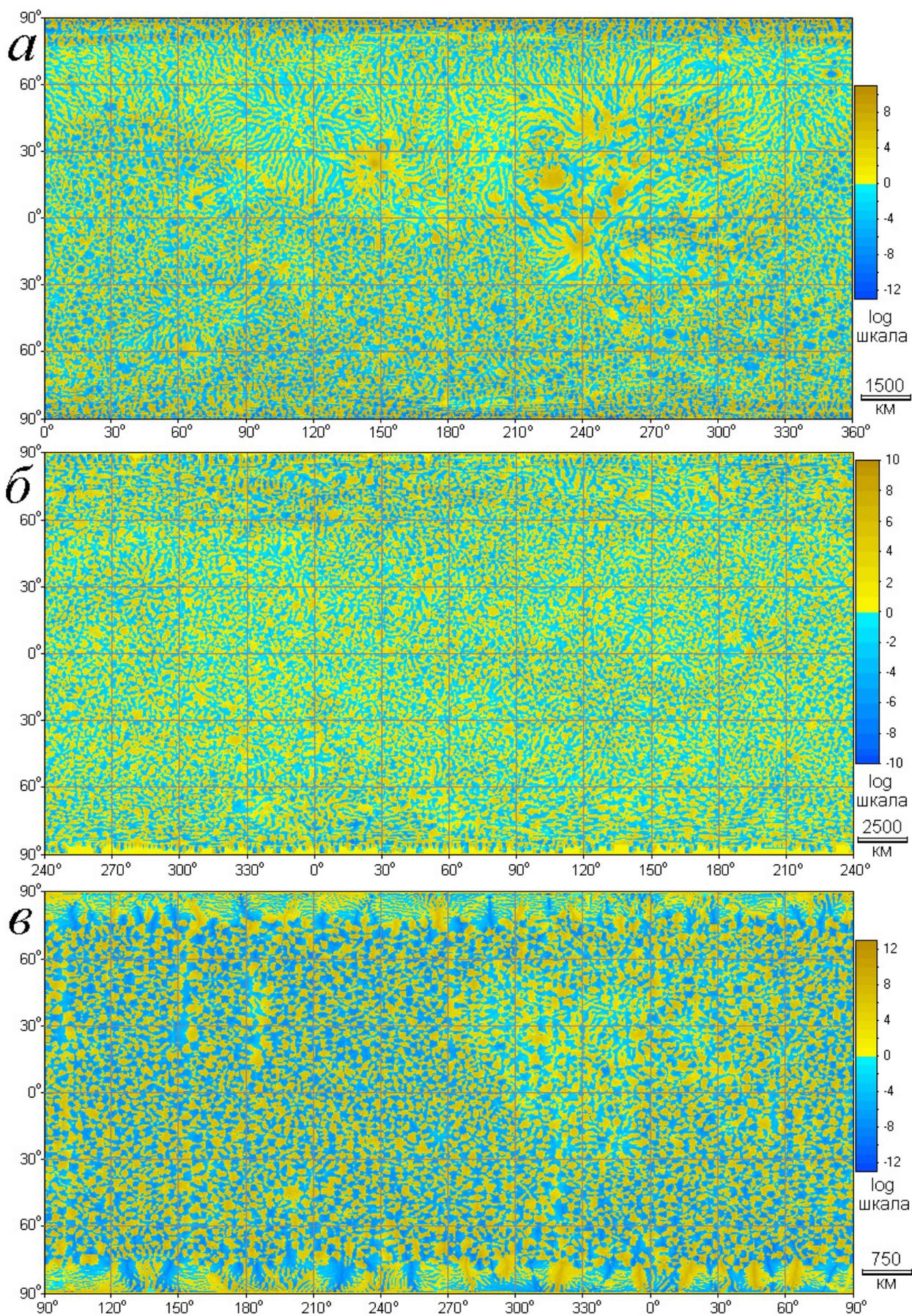


Рисунок 4.21 – Горизонтальная кривизна (дважды сглаженная ЦМВ) [276, 148]:

a – Марс, *б* – Венера, *в* – Луна

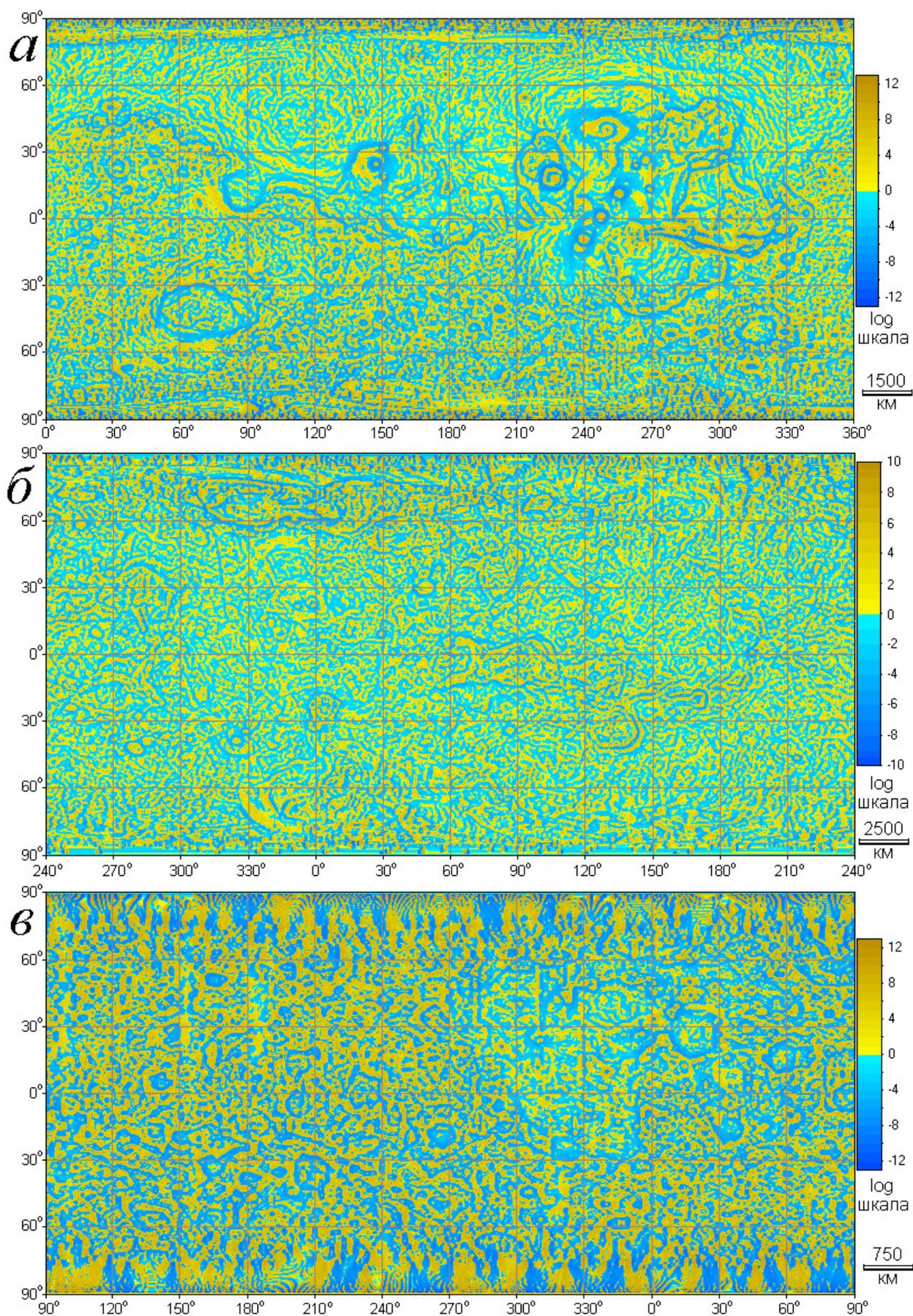


Рисунок 4.22 – Вертикальная кривизна (дважды сглаженная ЦМВ) [276, 148]:

a – Марс, *б* – Венера, *в* – Луна

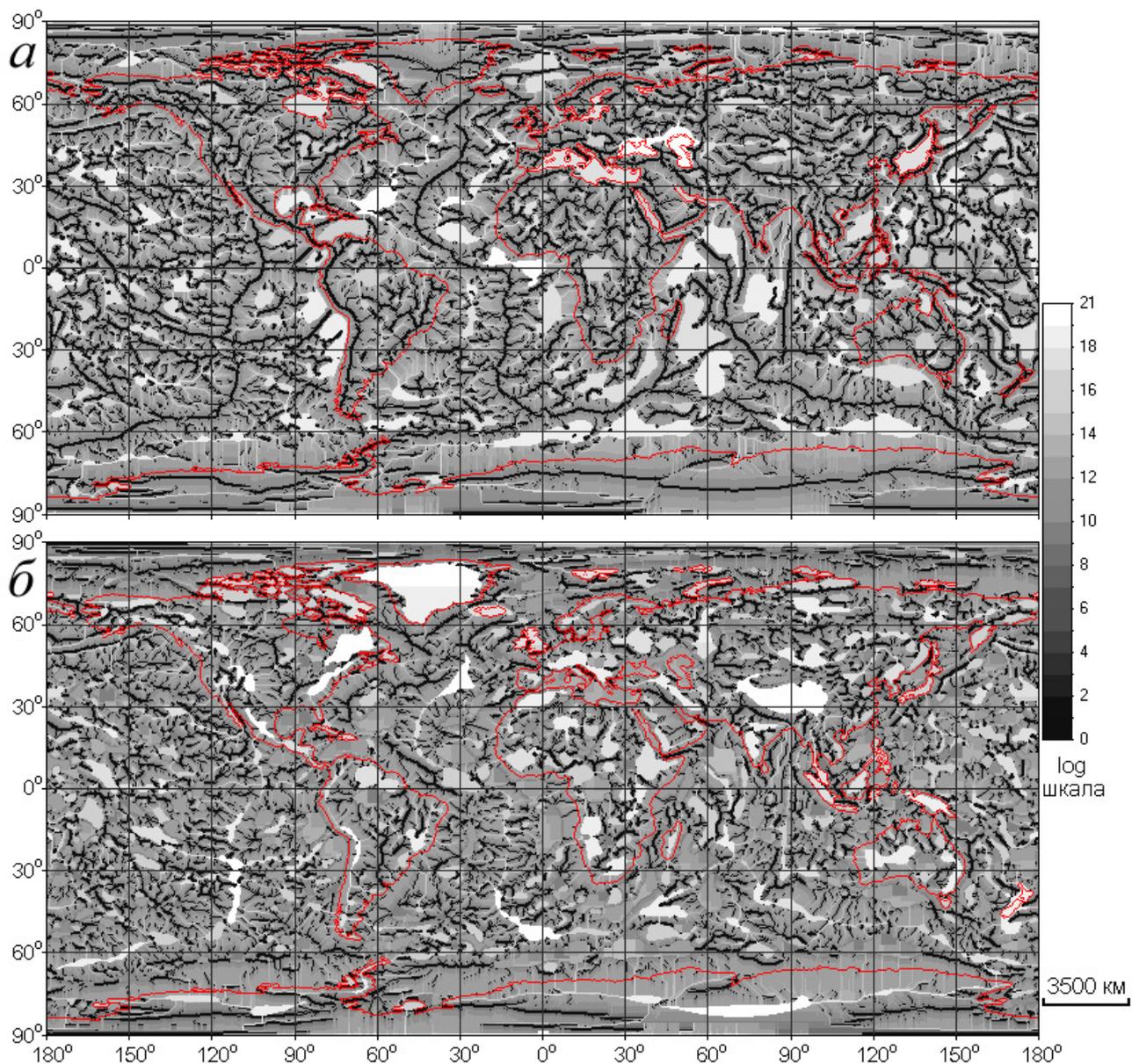


Рисунок 4.23 – Земля (трижды сглаженная ЦМВ) [145, 275]:

а – удельная водосборная площадь, *б* – удельная дисперсивная площадь

Все полученные карты представлены в квадратной равнопромежуточной цилиндрической проекции. Составление ЦМВ, сглаживание, расчеты и построение карт осуществлены с помощью программы LandLord (прил. А).

Был проведен визуальный анализ полученных карт. Основное внимание уделялось поиску линейных структур, пересекающих все небесное тело или одно из полушарий. В отличие от региональных, глобальные линеаменты не выражены в виде непрерывных линейных элементов изображения или их последовательности. Зрительный анализатор воспринимает глобальные линеаменты как особенности текстуры изображения, которые вытянуты вдоль некоторых направлений и прослеживаются, как минимум, в пределах полушария.

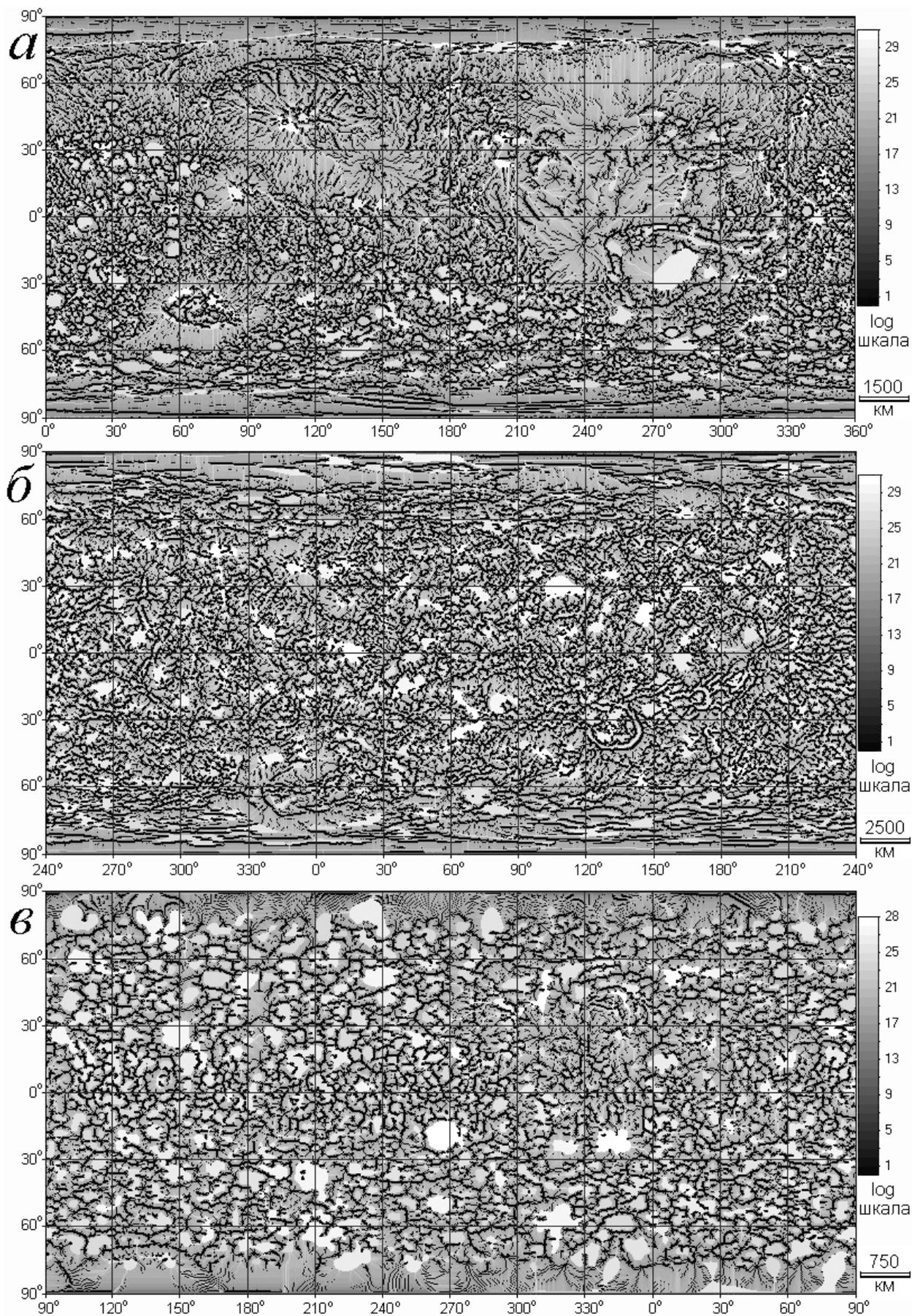


Рисунок 4.24 – Водосборная площадь (сглаженная ЦМВ) [276, 148]:

a – Марс, *б* – Венера, *в* – Луна

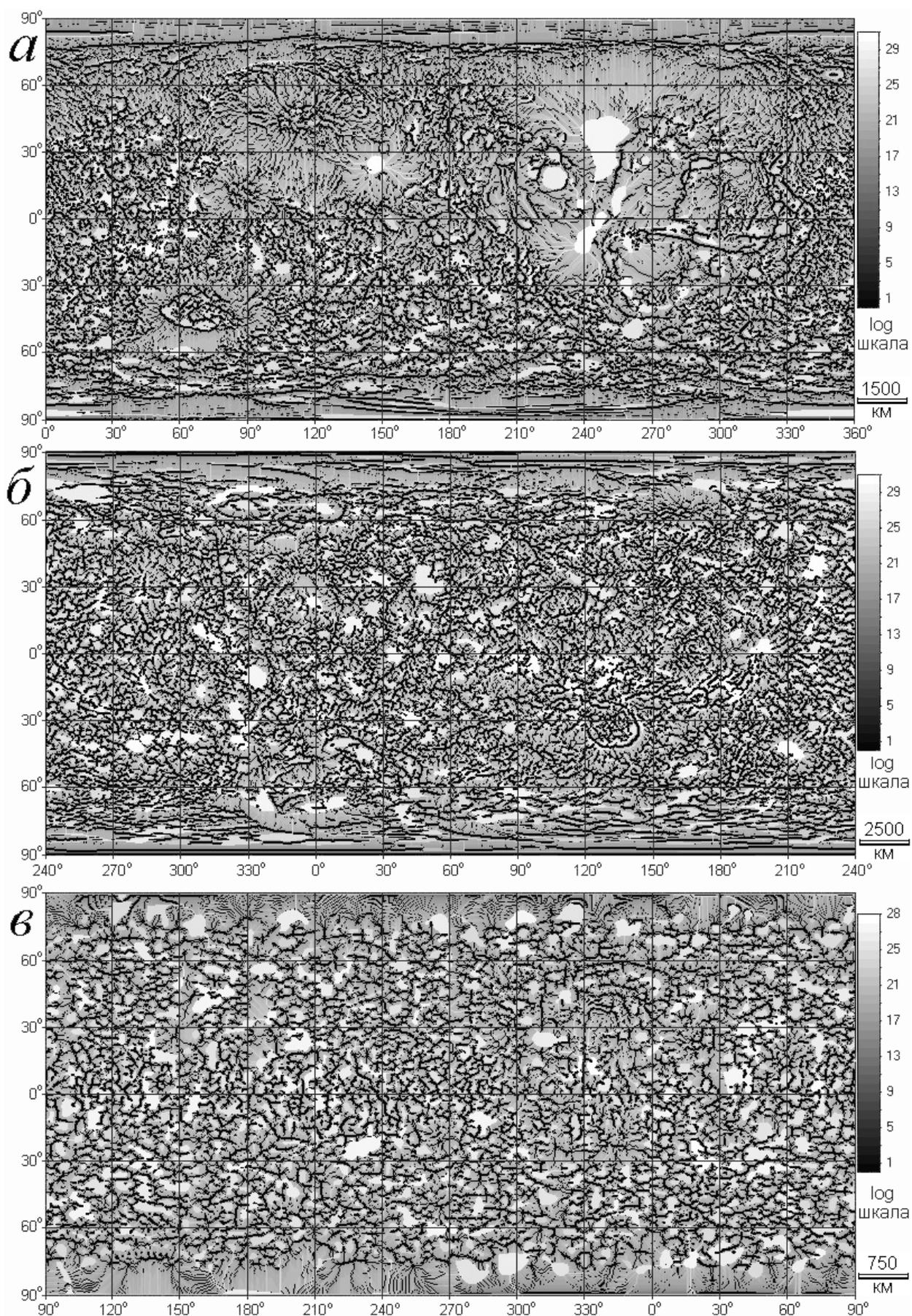


Рисунок 4.25 – Дисперсивная площадь (сглаженная ЦМВ) [276, 148]:

a – Марс, *б* – Венера, *в* – Луна

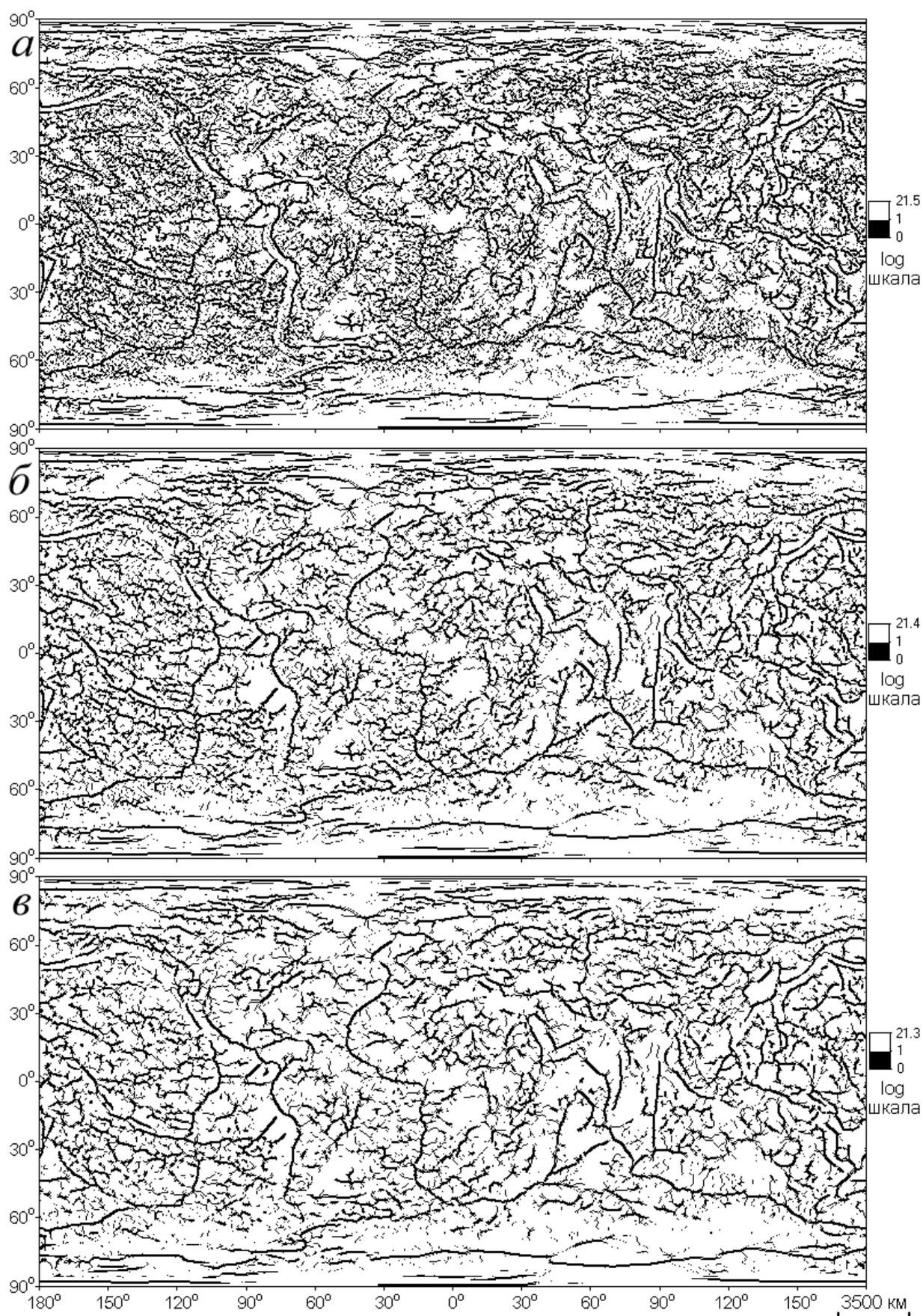


Рисунок 4.26 – Земля, бинарное представление удельной водосборной площади [275]:

a – сглаженная ЦМВ, *б* – дважды сглаженная ЦМВ, *в* – трижды сглаженная ЦМВ

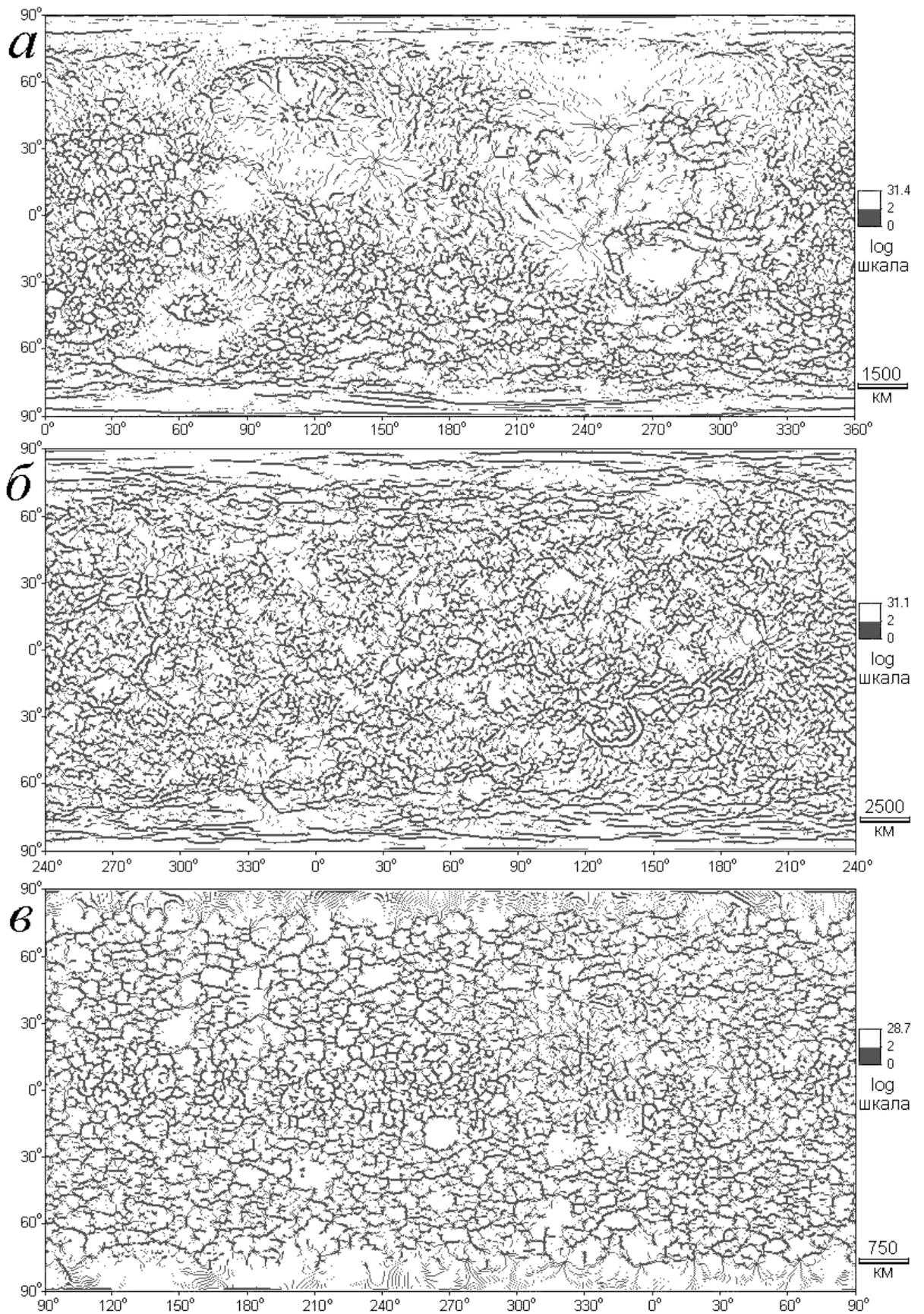


Рисунок 4.27 – Бинарное представление водосборной площади [276, 148]:
а – Марс (дважды сглаженная ЦМВ), *б* – Венера (дважды сглаженная ЦМВ),
в – Луна (сглаженная ЦМВ)

4.3.3 Результаты и обсуждение

4.3.3.1 Общая интерпретация

При равном угловом разрешении 30', ЦМР и морфометрические карты Земли, Марса, Венеры и Луны имеют различные линейные разрешения (около 55,2 км, 29,5 км, 52,8 км и 15,2 км на экваторе, соответственно) и масштабы. Выбор равного углового разрешения при сравнительном картографическом анализе небесных тел разного размера отвечает известным рекомендациям: соотношение масштабов карт разных небесных тел должно быть равно отношению их размеров [10, с. 170]. Например, карте Венеры в масштабе 1 : 1 000 000 примерно соответствуют карта Марса в масштабе 1 : 500 000 и карта Луны в масштабе 1 : 250 000.

На картах локальных и нелокальных морфометрических параметров особенности мега-рельефа небесных тел отображаются различным образом, в соответствии с физико-математическим смыслом конкретных параметров.

На картах горизонтальной кривизны отображаются области дивергенции и конвергенции потоков (положительные и отрицательные значения, соответственно – табл. 1.1). Эти области соответствуют отрогам долин и хребтов (голубые и желтые элементы изображения, соответственно), комбинации которых формируют так называемые «потоковые структуры». На данном уровне генерализации, на Земле потоковые структуры лучше всего выражены в пределах дна океанов (рис. 4.20а).

На карте горизонтальной кривизны Марса (рис. 4.21а) хорошо видны потоки (вероятно, лавовые), начинающиеся на склонах пастеры Альба и формирующие обширный конус выноса на Великой Северной равнине (200°–310° в.д., 30°–75° с.ш.). Фиксируются потоки, идущие на равнину Утопии с равнины и плато Элизий, Великой Северной равнины и столовых гор Кидония, Нилосирт, Протонил и Дейтеронил (75°–150° в.д., 5°–70° с.ш.).

На карте горизонтальной кривизны Венеры на данном уровне генерализации потоковые структуры выражены значительно слабее (рис. 4.21б). Фиксируются лавовые (?) потоковые структуры на склонах области Бета (270°–300° в.д., 15°–45° с.ш.), на склонах земли Иштар и области Эйтлы, идущие на равнину Седны (330°–0° в.д., 20°–60° с.ш.), а также на склонах области Тефии, идущие на равнину Атланты (140°–160° в.д., 70°–80° с.ш.). Рисунок карты горизонтальной кривизны Луны (рис. 4.21в) имеет ячеистую структуру, что связано с большим количеством кратеров на данном масштабном уровне.

Вертикальная кривизна является мерой относительного ускорения и замедления поверхностных потоков (положительные и отрицательные значения, соответственно – табл. 1.1). Помимо прочих, на карте вертикальной кривизны Земли ясно видны мега-уступы (границы континентов и горных стран) (рис. 4.20б).

На карте вертикальной кривизны Марса (рис. 4.22а) видны границы равнин Эллада

(50° – 90° в.д., 30° – 50° ю.ш.), Изиды (75° – 100° в.д., 10° – 25° с.ш.) и Аргир (310° – 325° в.д., 45° – 55° ю.ш.), долины Маринера (270° – 335° в.д., 10° – 20° ю.ш.), подножия гор Фарсида (235° – 260° в.д., 20° с.ш.– 30° ю.ш.), Олимп (220° – 230° в.д., 15° – 20° с.ш.), пaterы Альба (225° – 265° в.д., 30° – 50° с.ш.) и др. На карте вертикальной кривизны Венеры (рис. 4.22б) видны каньон Артемиды (120° – 145° в.д., 30° – 45° ю.ш.), границы плато Лакшми (310° – 340° в.д., 60° – 75° с.ш.) и др. На карте вертикальной кривизны Луны (рис. 4.22в) видны контуры моря Ясности (10° – 30° в.д., 15° – 40° с.ш.), моря Кризисов (50° – 70° в.д., 10° – 20° с.ш.) и др.

Водосборная площадь является мерой площади вышележащих участков местности, которые потенциально дренируются через данную точку поверхности (табл. 1.1). На Земле, на планетарном масштабном уровне, низкие значения удельной водосборной площади выделяются в виде черных линий горные хребты суши и океанов (например, Альпы, Анды, срединно-океанические хребты – рис. 4.23а). Высокие значения удельной водосборной площади выделяют в виде белых линий долины суши и каньоны дна океанов, а также депрессии суши и впадины морей и океанов (светлые участки изображения), например, Средиземное море, Мексиканский залив, Ангольскую впадину (рис. 4.23а).

На карте водосборной площади Марса (рис. 4.24а) видна разветвленная планетарная сеть долин и каньонов. Выделяется крупная депрессия – плато Солнца (270° – 290° в.д., 15° – 30° ю.ш.) и множество более мелких депрессий, преимущественно импактного происхождения. На карте водосборной площади Луны (рис. 4.24в) видны контуры Восточного моря (255° – 275° в.д., 15° – 25° ю.ш.), моря Москвы (140° – 155° в.д., 20° – 30° с.ш.), моря Облаков (340° – 350° в.д., 20° – 25° ю.ш.) и др.

Дисперсивная площадь является мерой площади нижележащих участков местности, которых могут достигать потоки, прошедшие через данную точку поверхности (табл. 1.1). Для Земли на этом уровне генерализации высокие значения удельной дисперсивной площади выделяют в виде светлых участков горные страны и нагорья (например, Гималаи, Тибет, Урал, Эфиопское нагорье, возвышенности пустынь Австралии), а также хребты суши и океанского дна в виде белых линий (рис. 4.23б). На карте дисперсивной площади Марса (рис. 4.25а) видна планетарная сеть водоразделов. Выделяются пater Альба (230° – 260° в.д., 30° – 50° с.ш.), горы Фарсида (230° – 260° в.д., 15° с.ш.– 15° ю.ш.), Олимп (220° – 230° в.д., 15° – 20° с.ш.), Элизий (140° – 150° в.д., 20° – 25° с.ш.) и др.

Полученные морфометрические карты Земли могут быть интегрированы в электронные геологические и геоморфологические глобусы [104, 10, 466] для решения различных тектонических и геофизических задач планетарного масштаба. Существующие геологические карты Марса, Венеры и Луны [435, 327, 293] также могут легко интегрироваться с полученными морфометрическими картами этих небесных тел. Эти карты могут использоваться для реше-

ния различных задач планетарных исследований, в частности, для уточнения границ морфоструктур различного порядка, их количественной характеристики и анализа их пространственного распределения по поверхности планеты. Методический арсенал картографирования небесных тел [165] может быть существенно обогащен методами сфероидического цифрового моделирования рельефа.

Отметим однако, что для ЦМР всех небесных тел, особенно Луны, характерно наличие большого числа артефактов в приполярных областях (рис. 4.20–4.25). Это вызвано низкой точностью описания этих участков в исходных данных.

Систематические ошибки обработки данных альтиметрии миссии Clementine являются причиной появления меридиональных артефактов на картах высоты, k_h , k_v и DA (рис. 4.19в, 4.21в, 4.22в, 4.25в) – полос, шириной до 5° (155° в.д., 80° ю.ш.– 80° с.ш.; 185° в.д., 10° – 60° с.ш.; 280° в.д., 15° – 80° с.ш.; и др.). ЦМВ Венеры была получена с помощью комбинации материалов из двух архивов, характеризующихся различным разрешением и точностью. В результате, на картах высоты, k_v , CA и DA (рис. 4.19б, 4.22б, 4.24б, 4.25б) видны несколько артефактов – следов совмещения этих данных (например, 325° в.д., 15° – 55° с.ш.; 325° – 355° в.д., 60° – 80° ю.ш.).

Кроме того, на картах (удельной) водосборной и (удельной) дисперсивной площадей имеются артефакты, связанные с особенностями работы алгоритма одиночного направления линий тока на плоских элементарных склонах [362]. Эти артефакты выражены как группы прямых параллельных линий (рис. 4.23–4.25).

4.3.3.2 Глобальные спиралевидные структуры

На бинарных картах водосборной площади отображается сеть водоразделов Земли (рис. 4.26), Марса (рис. 4.27а), Венеры (рис. 4.27б) и Луны (рис. 4.27в). Чем больше число сглаживаний, тем более генерализованная картина сети водоразделов отображается (рис. 4.26).

В ходе исследования выяснилось, что бинарные карты водосборной площади лучше всего подходят для выявления глобальных линеаментов. Анализ бинарных карт SCA Земли (рис. 4.28) позволил автору выявить пять взаимно симметричных пар глобальных линеаментов, то есть пять двойных спиралевидных тектонических структур, опоясывающих планету от полюса до полюса (рис. 4.29). Кроме того, анализ позволил выявить несколько глобальных линеаментов на поверхности Марса и Венеры (рис. 4.30). Эти структуры также опоясывают планеты от полюса до полюса. Очевидно, что выявленные структуры представляют собой не линии, а зоны многокилометровой ширины, пересекающие районы с различным геоморфологическим и геологическим строением.

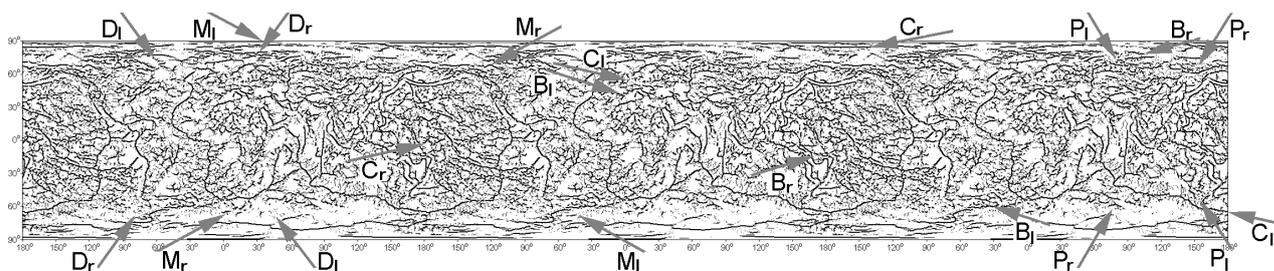


Рисунок 4.28 – Выявление глобальных спиралевидных структур на комбинации трех бинарных карт удельной водосборной площади Земли (дважды сглаженная ЦМВ) [275].

Пары стрелок показывают положение десяти ветвей спиралей (табл. 4.3).

Структуры: С – Кавказско-Клиппертонская, В – Бискайско-Санта-Крузская, М – Маркусская, D – Дакарская, P – Палаванская. Нижние символы: r – правая ветвь, l – левая ветвь

Таблица 4.3 – Параметры глобальных спиралевидных структур Земли

Структура	Левая ветвь		Правая ветвь		Географические координаты пересечения ветвей
	длина (км)	наклон на экваторе (°)	длина (км)	наклон на экваторе (°)	
Кавказско-Клиппертонская	55 800	167,5	31 500	12,5	46,4° с.ш., 44,81° в.д.; 5,9° с.ш., 134,7° з.д.
Бискайско-Санта-Крузская	39 600	162,2	29 800	17,5	44,4° с.ш., 7,3° з.д.; 12,9° ю.ш., 171,4° в.д.
Маркусская	26 500	150,6	24 900	29,7	21,4° с.ш., 157,5° в.д.
Дакарская	17 700	126,9	17 200	53,3	14,9° с.ш., 16,0° з.д.
Палаванская	15 400	121,3	15 300	59,5	9,9° с.ш., 119,1° в.д.

Каждая двойная спиралевидная структура была названа по географическому наименованию области(ей) пересечения ее ветвей (табл. 4.3). Правыми названы ветви, закручивающиеся вокруг Земли по часовой стрелке с юга на север, а левыми – ветви, закручивающиеся вокруг Земли против часовой стрелки с юга на север.

Выявленные глобальные линеаменты не могут быть артефактами, полученными из-за ошибок ЦМВ, особенностей алгоритмов обработки ЦМВ и влияния геометрии сетки ЦМВ [273]. Дело в том, что:

- Распределение высокочастотного шума и случайных ошибок в ЦМВ не может иметь столь упорядоченного характера;

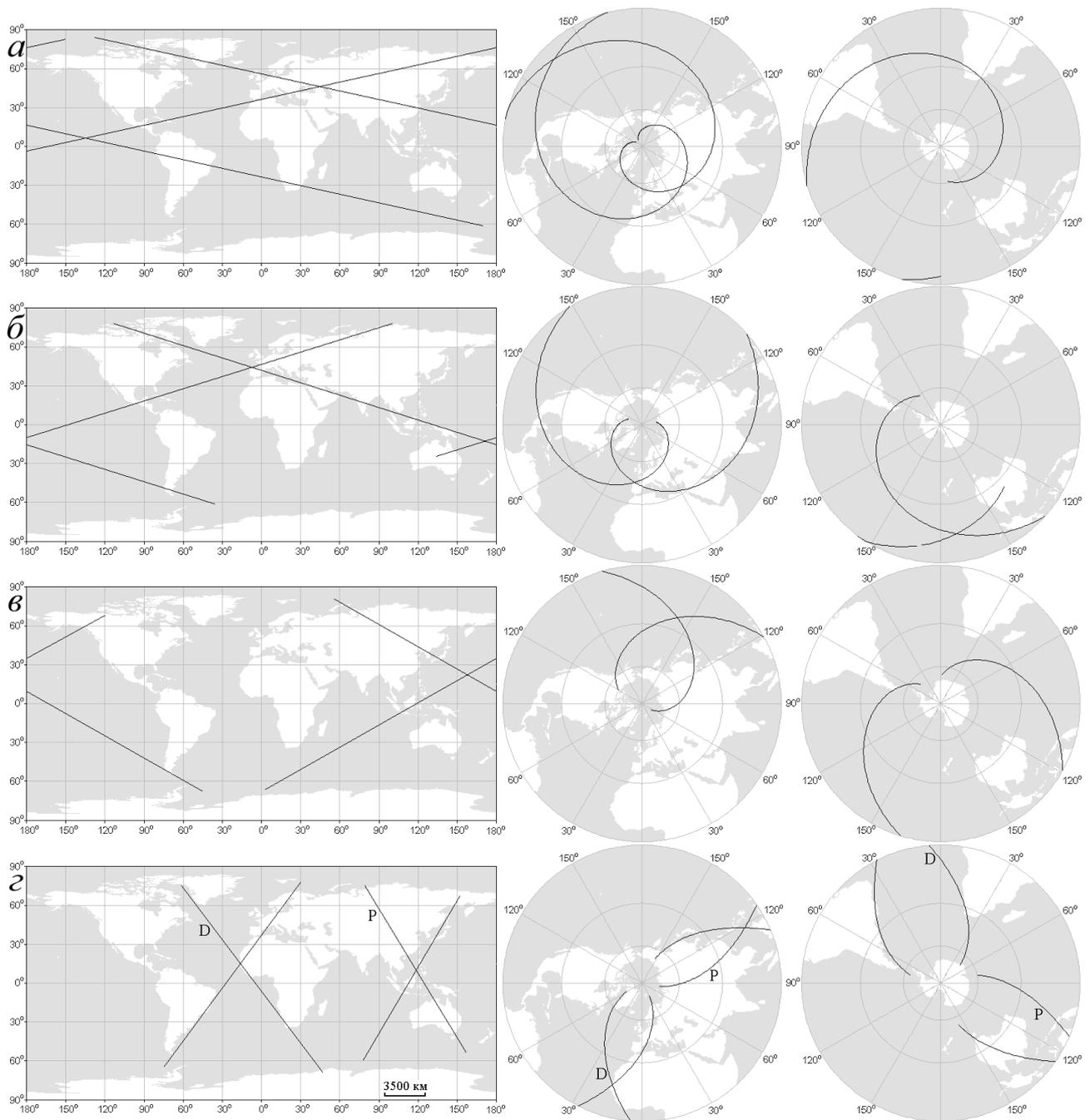


Рисунок 4.29 – Спиралевидные структуры Земли [275, 148]:

а – Кавказско-Клиппертонская, *б* – Бискайско-Санта-Крузская, *в* – Маркусская, *г* – Дакарская (D) и Палаванская (P). Квадратная равнопромежуточная цилиндрическая проекция (слева), стереографическая полярная проекция Северного (в центре) и Южного (справа) полушарий.

Использовалась ArcView GIS 3.0 (© 1992–1996, ESRI)

- Сглаживание и расчет морфометрических показателей проводится с использованием локальных шаблонов (скользящих окон);
- Геометрия сетки ЦМВ может вносить в рисунок получаемых карт только собственные преобладающие направления: ортогональные и диагональные.

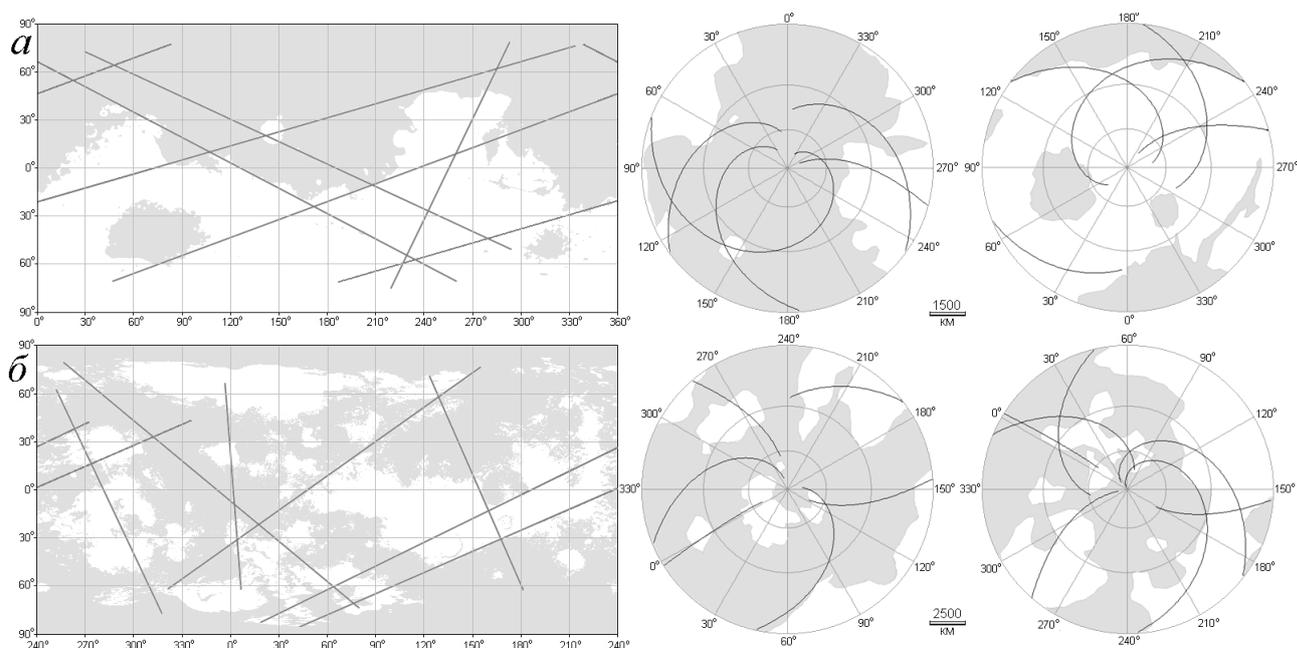


Рисунок 4.30 – Глобальные спиралевидные структуры [276, 148]: *a* – Марс, *б* – Венера. Квадратная равнопромежуточная цилиндрическая проекция (слева), стереографическая полярная проекция Северных (в центре) и Южных (справа) полушарий. Серым тоном указаны гипсометрические уровни ниже 0 м. Использовалась ArcView GIS 3.0 (© 1992–1996, ESRI)

Однако выявленные структуры (рис. 4.29, 4.30) глобальны относительно ЦМВ и имеют азимуты простирания, отличающиеся от ортогональных и диагональных.

Хотя субъективизм визуального анализа и может быть причиной возможных артефактов, представляется сомнительным, что применение автоматизированного анализа изображений для выявления линеаментов [42] может привести к выявлению принципиально иных структур: известно, что зрительный анализатор осуществляет фильтрацию геометрических паттернов на зашумленном изображении не хуже, чем идеальный наблюдатель [61]. Об этом свидетельствует и многолетний успешный опыт визуального дешифрирования аэрокосмических снимков при решении геологических задач, в частности – для выявления линеаментов [55, 48, 56].

Описанные в предыдущем пункте артефакты не могут оказать влияния на выявление глобальных спиралевидных структур, так как локализованы в приполярных областях.

Кавказско-Клиппертонская двойная спираль (рис. 4.29*a*) совпадает с одной из структур, выявленных Ю.В.Волковым [18] (рис. 4.17*в*). Левая ветвь Бискайско-Санта Крузской структуры (рис. 4.29*б*) частично совпадает с левой ветвью одной из спиралей, выявленных E.S.T.O’Driscoll [396] (рис. 4.17*б*). Сравнительный анализ теоретических углов наклона следов торсионных деформаций сферы (подразд. 4.3.1, рис. 4.17*a*) и углов наклона выявленных

нами двойных спиралей (табл. 4.3) показывает, что Кавказско-Клиппертонская и Бискайско-Санта Крузская структуры могут быть отнесены к следам трещин транспрессии. В то же время, Дакарская и Палаванская структуры могут быть отнесены к следам трещин кливажа. Среднее отклонение углов наклона этих структур на экваторе от теоретических значений составляет $2,8^\circ$. Вместе с тем, есть отклонения от теории: а) ветви каждой двойной спиралевидной структуры пересекаются не на экваторе; б) Маркусская структура имеет «аномальный» наклон. Эти факты, вероятно, могут быть объяснены как отклонением формы Земли от идеальной сферы, которую рассматривал в своей модели Н. Рэнс [418], так и принципиальной невозможностью учета всех естественных факторов в математических моделях.

Таким образом, из пяти выявленных двойных спиралевидных структур, четыре имеют углы наклона, близкие к теоретическим значениям углов наклона следов торсионных деформаций сферы. Это дает нам право рассматривать выявленные спиралевидные структуры Земли как проявление глобальных торсионных напряжений и деформаций. Они могут быть вызваны неравномерностью вращения оболочек реологически и вещественно неоднородного сфероида Земли. Так как спиралевидные структуры выражены в современном рельефе, время их возникновения можно датировать кайнозойем.

Отметим, что относительно небольшие спиралевидные структуры документированы для полярных шапок Марса [320, 485, 264]. Они представляют собой трещины и уступы шириной 5–30 км и длиной до нескольких сотен километров. Глубина трещин достигает 500–1000 м на краях полярных шапок и 100–200 м в районе полюсов. Иногда эти трещины достигают подстилающих ледник горных пород. Существует несколько моделей образования марсианских полярных спиралевидных структур, рассматривающих их как суммарный результат эластичных деформаций и таяния льда, а также воздействия нисходящих со стороны полюса ветров, потоки которых изгибаются под действием кориолисовых сил [320, 485].

На Венере также установлена плотная регулярная сетка право- и левосторонних спиралевидных линеаментов, закручивающихся вокруг Северного полюса [115]. В рельефе эти линеаменты выражены в виде трещин, уступов и депрессий. Е.Н.Слюта с соавт. [115] высказали гипотезу, что спиралевидные линеаменты Венеры являются реликтовыми структурами, «отпечатками» древних полей ротационных напряжений, вызванных замедлением вращения Венеры, хорошая сохранность которых объясняется слабостью эрозионных процессов.

Изложенные факты косвенно свидетельствуют о том, что выявленные автором глобальные спиралевидные структуры Земли не являются артефактами, а их происхождение может быть связано с ротационными (торсионными) планетарными напряжениями.

Выводы по главе 4

1) Разработан метод выявления и типизации выраженных в рельефе линеаментов. Метод включает расчет и картографирование горизонтальной и вертикальной кривизны. Линеаменты, регистрируемые на картах k_h , связаны с дислокациями, образованными преимущественно горизонтальными движениями (например, сдвигами). Линеаменты, фиксируемые на картах k_v , связаны со структурами, образованными, в основном, вертикальными смещениями (сбросами, взбросами и надвигами). Линеаменты, регистрируемые на картах как k_h , так и k_v , связаны со сбросо-сдвигами и раздвигами. Метод не требует анализа дополнительных геолого-геофизических материалов.

2) Проведено тестирование разработанного метода с использованием ЦМВ абстрактного участка, на котором моделировались разломы различного типа, части Крымского полуострова и прилегающего морского дна, и района Курской АЭС. Полученные результаты по абстрактному участку, в целом, подтверждают правильность теоретической основы разработанного метода. Сравнительный анализ результатов, полученных для Крымского полуострова и Курской области, и опубликованных геолого-геофизических данных показывает, что метод эффективен в различных геологических и геоморфологических условиях. Показана возможность использования разработанного метода для анализа ЦМР кровли стратиграфических горизонтов.

3) Для территорий с тектоническим унаследованным рельефом впервые на количественном уровне доказано, что зоны аккумуляции поверхностных потоков, как правило, совпадают с узлами пересечения линеаментов. Выраженные в рельефе зоны аккумуляции являются участками контакта и вещественного обмена приповерхностных латеральных потоков воды и растворенных в ней веществ с глубинными восходящими потоками подземных вод.

4) Изучены возможности сфероидического цифрового моделирования рельефа для анализа поверхности Земли, Марса, Венеры и Луны. Для этих небесных тел впервые получены глобальные карты локальных и нелокальных морфометрических характеристик. Глобальные морфометрические карты могут быть легко интегрированы в электронные геологические и геоморфологические глобусы для решения различных задач тектоники и геофизики планетарного масштаба. Методы сфероидического цифрового моделирования рельефа существенно обогащают методический арсенал картографирования небесных тел.

5) Впервые с использованием количественных данных и численных методов подтверждена гипотеза существования на Земле двойных спиралевидных структур планетарного ранга, выраженных в рельефе и, вероятно, связанных с ротационными (торсионными?) напряжениями земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1) Теоретически обоснована и разработана система методов математико-картографического моделирования рельефа для почвенных и геологических исследований.

2) Разработаны два вычислительных метода, основанные на аппроксимации частных производных высоты конечными разностями, позволяющие рассчитывать цифровые модели локальных морфометрических характеристик по ЦМВ, заданным на квадратной сетке и сетке сфероидических трапеций:

– Метод расчета морфометрических характеристик на квадратной сетке обладает наивысшей точностью среди аналогов; предназначен для почвенных исследований в диапазоне масштабов «делянка – поле – ландшафт», а также региональных геологических исследований.

– Метод расчета морфометрических характеристик на сетке сфероидических трапеций аналогов не имеет; предназначен для геологических исследований регионального, континентального и глобального масштаба, а также региональных почвенных исследований.

3) Разработан вычислительный метод для оценки точности расчета цифровых моделей локальных морфометрических характеристик по критерию средней квадратической ошибки функции измеренных величин. Метод позволяет получать цифровые модели и строить карты средних квадратических ошибок расчета этих характеристик на квадратной сетке и сетке сфероидических трапеций.

4) Разработан метод определения компетентного разрешения ЦМР для почвенных исследований. В основе метода лежит концепция репрезентативного элементарного объема и графическое представление коэффициентов корреляции между характеристиками почвы и рельефа в зависимости от шага сетки ЦМР.

5) Разработан способ анализа, моделирования и картографирования пространственного распределения свойств почвы на основе цифрового моделирования рельефа, корреляционного анализа и множественного регрессионного анализа, в котором предикторами являются морфометрические характеристики. Способ позволяет рассчитывать карты физических, химических и биологических свойств почвы на масштабном уровне поля по данным, полученным на репрезентативной деланке.

6) Разработан метод выявления и типизации выраженных в рельефе линеаментов. Метод включает расчет цифровых моделей горизонтальной и вертикальной кривизны поверхности и картографирование этих параметров. Линеаменты, регистрируемые на картах горизонтальной кривизны, связаны с дислокациями, образованными преимущественно горизонтальными движениями (например, сдвигами). Линеаменты, фиксируемые на картах вертикальной кривизны, связаны со структурами, образованными, в основном, вертикальными смещениями.

ми (сбросами, взбросами и надвигами). Линеаменты, регистрируемые на картах как горизонтальной, так и вертикальной кривизны, связаны со сбросо-сдвигами и раздвигами.

7) Разработанные методы математико-картографического моделирования рельефа систематически применялись автором в почвенных и геологических исследованиях, а именно: для анализа и моделирования свойств почвы на масштабных уровнях «делянка – поле»; для изучения геологического строения сейсмоактивных регионов и территорий, прилегающих к объектам повышенного риска; а также для анализа глобального рельефа и тектоники Земли и других небесных тел. Результаты этих работ показали высокую эффективность разработанных методов. В частности, использование разработанных методов математико-картографического моделирования позволило получить ряд фундаментальных результатов, которые невозможно было получить при использовании иных подходов:

– Для черноземовидных почв агроландшафтов бореальной зоны Северной Америки впервые установлены и количественно описаны следующие закономерности: а) пространственное распределение динамических свойств почвы зависит от характеристик рельефа лишь в том случае, если содержание влаги в почве превышает некоторый пороговый уровень; б) зависимость пространственного распределения динамических свойств почвы от характеристик рельефа уменьшается с глубиной, максимально проявляясь в верхних 30 см почвенного слоя; в) существует временная изменчивость зависимости пространственного распределения динамических почвенных свойств от характеристик рельефа.

– Для территорий с тектоническим унаследованным рельефом впервые на количественном уровне доказано, что зоны аккумуляции поверхностных потоков, как правило, совпадают с узлами пересечения линеаментов. Выраженные в рельефе зоны аккумуляции являются участками контакта и вещественного обмена приповерхностных латеральных потоков воды и растворенных в ней веществ с глубинными восходящими потоками подземных вод.

– Впервые с использованием количественных данных и численных методов подтверждена гипотеза существования на Земле двойных спиралевидных структур планетарного ранга, выраженных в рельефе и, вероятно, связанных с ротационными напряжениями земной коры.

8) Создана программа LandLord, реализующая разработанную систему методов математико-картографического моделирования рельефа.

9) Разработанные методы расширяют возможности применения математико-картографического моделирования рельефа в почвоведении и геологии. В частности, разработанные вычислительные методы могут применяться для обработки ЦМВ, полученных любым способом. Эти методы позволяют рассчитывать цифровые модели морфометрических характеристик на двух основных типах регулярных сеток (квадратной и сфероидических

трапеций) с любым линейным или угловым разрешением. Это позволяет моделировать и анализировать рельеф любого уровня иерархии при решении задач почвоведения и геологии любого масштабного уровня.

10) Разработанные методы могут быть приняты в качестве стандартных схем математико-картографического моделирования рельефа в почвоведении и геологии. Разработанные автором вычислительные методы и программное обеспечение могут использоваться для решения задач других наук о Земле.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1 Абельский А.М., Ласточкин А.Н. Выявление и анализ волнообразных рельефообразующих деформаций на основе метода направленного суммирования с одновременной частотной фильтрацией (на примере северо-востока Сибирской платформы) // Учен. зап. НИИГА, Сер. рег. геология. – 1969. – Вып. 14. – С. 101-108.
- 2 Айвазян С.А., Енюков И.С., Мешалкин Л.Д. Прикладная статистика. Исследование зависимостей. – М.: Финансы и статистика, 1985. – 487 с.
- 3 Аковецкий В.Г. О повышении эффективности стереоизмерений // Геодезия и картография. – 1994. – № 1. – С. 29-33.
- 4 Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. – М.: МГУ, 1962. – 491 с.
- 5 Аэрометоды геологических исследований / Ред. Виноградова А.И., Еремин В.К. – Л.: Недра, 1971. – 703 с.
- 6 Баранский Н.Н. Генерализация в картографии и в географическом текстовом описании // Учен. зап. МГУ. – 1946. – Вып. 119. – Кн. 2. – С. 180-205.
- 7 Белонин М.Д., Жуков И.М. Геометрические свойства поверхностей Алексеевского поднятия Куйбышевской области // Вопросы математической геологии. – Л.: Наука, 1968. – С. 194-207.
- 8 Берлянт А.М. Картографические методы изучения новейшей тектоники и их классификация // Изв. АН СССР, Сер. геогр. – 1966. – № 2. – С. 71-80.
- 9 Берлянт А.М. Образ пространства: карта и информация. – М.: Мысль, 1986. – 240 с.
- 10 Берлянт А.М. Теория геоизображений. – М.: Геос, 2006. – 261 с.
- 11 Бобир Н.Я., Лобанов А.Н., Федорук Г.Д. Фотограмметрия. – М.: Недра, 1974. – 471 с.
- 12 Бойко А.В. Методы и средства автоматизации топографических съемок. – М.: Недра, 1980. – 222 с.
- 13 Бондур В.Г., Зверев А.Т. Механизмы формирования линеаментов, регистрируемых на космических изображениях при мониторинге сейсмоопасных территорий // Иссл. Земли из космоса. – 2007. – № 1. – С. 47-56.
- 14 Борисенко Л.С. Геологические критерии сейсмической активности Крыма // Сейсмол. иссл. – 1986. – № 9. – С. 38-48.
- 15 Брюханов В.Н., Еремин В.К., Можаяев Б.Н. Космические съемки в геологии // Сов. геология. – 1977. – № 11. – С. 86-94.
- 16 Вильямс В.Р. Почвоведение. Земледелие с основами почвоведения. – 4-е изд. – М.: Сельхозгиз, 1939. – 447 с.
- 17 Волков Н.М. Принципы и методы картометрии. – М.: Изд-во АН СССР, 1950. – 327 с.
- 18 Волков Ю.В. Локсодромия и минерагения (влияние астрономических резонансов

системы Земля-Луна на происхождение и размещение полезных ископаемых в земной коре) // Бюл. МОИП, Отд. Геол. – 1995. – Т. 70. – Вып. 6. – С. 90-94.

19 Волчанская И.К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. – М.: Наука, 1981. – 239 с.

20 Гайдаев П.А., Большаков В.Д. Теория математической обработки геодезических измерений. – М.: Недра, 1969. – 400 с.

21 Гвин В.Я. Применение морфометрии при структурных исследованиях Верхнего и Среднего Поволжья и Прикамья // Вопр. географии. – 1963. – Сб. 63. – С. 64-80.

22 Геологическая карта Русской платформы и ее обрамления, М 1 : 1 500 000 / Гл. ред. Наливкин Д.В. – М.: Всес. аэрогеологический трест, 1970. – 16 с.

23 Геология СССР. Т. 6: Брянская, Орловская, Курская, Воронежская и Тамбовская области. Ч. 1: Геологическое описание / Ред. Дубянский А.А., Хакман С.А. – М.: ГИГЛ, 1949. – 339 с.

24 Геология СССР. Т. 8: Крым. Ч. 1: Геологическое описание / Ред. Муратов М.В. – М.: Недра, 1969. – 575 с.

25 Герасимов И.П. Структурные черты рельефа земной поверхности территории СССР и их происхождение. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 100 с.

26 Гзовский М.В. Основные вопросы классификации тектонических разрывов // Сов. геология. – 1954. – Сб. 41. – С. 131-169.

27 Главные компоненты временных рядов: метод «Гусеница» / Ред. Данилов Д.Л., Жиглявский А.А. – СПб.: СПбУ, 1997. – 307 с.

28 Головченко А.В., Полянская Л.М. Сезонная динамика численности и биомассы микроорганизмов по профилю почвы // Почвоведение. – 1996. – № 10. – С. 1227-1233.

29 Голяндина Н.Э., Усевич К.Д. Метод 2D-SSA для анализа двумерных полей // Тр. VII Междунар. конф. «Идентификация систем и задачи управления» SICPRO'08, Москва, 28-31 янв. 2008. – М.: ИПУ РАН, 2008. – С. 1657-1727.

30 Голяндина Н.Э., Усевич К.Д., Флоринский И.В. Анализ сингулярного спектра для фильтрации цифровых моделей рельефа // Геодезия и картография. – 2008. – № 5. – С. 21-28.

31 Гостева Т.С., Патракова В.С., Абрамкина В.А. Выявление закономерностей пространственного распределения кольцевых структур на основе тренд-анализа рельефа // Геология и геофизика. – 1983. – № 8. – С. 72-79.

32 Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Мухамедиев Ш.А., Николаев В.А. Градиенты и кривизны поверхности литосферы Северной Евразии, вызванные новейшими тектоническими движениями // Физика Земли. – 2001. – № 2. – С. 3-22.

33 Григоренко А.М. Некоторые вопросы теории технической информации. – М.: Юбекс, 1998. – 111 с.

- 34 Гуров В.Н., Керцман В.М. Рельеф как фактор возможного перемещения радионуклидов // Геохимические пути миграции искусственных радионуклидов в биосфере: Тез. докл. 5-й конф., Пущино, дек. 1991. – М.: ГЕОХИ АН СССР, 1991. – С. 17.
- 35 Девдариани А.С. Математический анализ в геоморфологии. – М.: Недра, 1967. – 155 с.
- 36 Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении. – 3-е изд. – М.: Либроком, 2009, 326 с.
- 37 Докучаев В.В. Наши степи прежде и теперь. – СПб: Тип. Евдокимова, 1892. – 128 с.
- 38 Долицкий А.В., Кийко И.А. О причинах деформации земной коры // Проблемы планетарной геологии. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – С. 291-312.
- 39 Ефремов Ю.К. Опыт морфологической классификации элементов и простых форм рельефа // Вопр. географии. – 1949. – Вып. 11. – С. 109-136.
- 40 Жуков В.Т., Сербенюк С.Н., Тикунов В.С. Математико-картографическое моделирование в географии. – М.: Мысль, 1980. – 224 с.
- 41 Захаров С.А. Значение экспозиции и крутизны склонов в распределении почв и растительности на Большом Кавказе // Ботан. журн. – 1940. – Т. 25. – № 4-5. – С. 378-405.
- 42 Златопольский А.А. Ориентационно-текстурная характеристика аэрокосмических изображений // Цифровая обработка видеoinформации при структурно-геологических и сейсмоструктурных исследованиях. – Л.: Аэрогеология, 1991. – С. 4-31.
- 43 Иванов В.И., Кружков В.А. Определение оптимального шага дискретизации математической модели рельефа местности // Геодезия и картография. – 1992. – № 5. – С. 47-50.
- 44 Иоффе А.И., Кожурин А.И. Активная тектоника и геологическое районирование Московского региона // Бюл. МОИП, Отд. Геол.. – 1997. – Т. 72. – Вып. 5. – С. 31-35.
- 45 Караханян А.С. Выделение крупных оползней, сорванных и гравитационно сползших блоков пород при дешифрировании космических снимков // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1981. – № 3. – С. 130-131.
- 46 Касимов Н.С. Геохимия ландшафтов зон разломов. – М.: МГУ, 1980. – 119 с.
- 47 Кац Я.Г., Макарова Н.В., Козлов В.В., Трофимов Д.М. Структурно-геоморфологический анализ Крыма по дешифрированию космоснимков // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1981. – № 3. – С. 8-20.
- 48 Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеаментной тектоники. – М.: Недра, 1986. – 140 с.
- 49 Ковда В.А. Происхождение и режим засоленных почв, Т. 1. – М.: Изд-во АН СССР, 1946. – 573 с.
- 50 Козлов Д.Н., Сорокина Н.П. Отображение структуры почвенного покрова на основе дистанционной информации, цифровой модели рельефа и полевых почвенных описаний // Организация почвенных систем. Методология и история почвоведения. – Пущино: ИФХБПП РАН, 2007. – С. 130-134.

- 51 Кондратьев К.Я., Пивоварова З.И., Федорова М.П. Радиационный режим наклонных поверхностей. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 215 с.
- 52 Коновалов Н.Е. Цифровое моделирование топографических условий местности для проектирования линейных сооружений // Тр. ГипродорНИИ. – 1974. – Вып. 8. – С. 21-33.
- 53 Коробейник В.М., Комарова М.В., Штенгелов Е.С. Зоны трещинной проницаемости земной коры в Крыму и северо-западном Причерноморье // Докл. АН УССР, Сер. Б. – 1982. – № 2. – С. 13-16.
- 54 Корсакова О.П. Морфологический анализ рельефа северо-восточной части Балтийского щита // Геоморфология. – 2002. – № 4. – С. 87-95.
- 55 Космическая информация в геологии / Ред. Трифонов В.Г., Макаров В.И., Сафонов Ю.Г., Флоренский П.В. – М.: Наука, 1983. – 536 с.
- 56 Космогеология СССР / Ред. Брюханов В.Н., Межеловский Н.В. – М.: Недра, 1987. – 240 с.
- 57 Костенко Н.П. Геоморфология. – М.: МГУ, 1999. – 383 с.
- 58 Котельников В.А. О пропускной способности «эфира» и проволоки в электросвязи // Мат. к I Всес. съезду по вопросам технической реконструкции дела связи и развития слаботочной промышленности. По радиосекции. – М.: Упр. связи РККА, 1933. – С. 1-33.
- 59 Кошель С.М. Теоретическое обоснование структуры и функций блока моделирования рельефа в ГИС. – Дис. ... к.г.н. – М.: МГУ, 2004. – 119 с.
- 60 Кошкарев А.В. Рельеф как входной параметр математико-картографических моделей геосистем // Географическая картография в научных исследованиях и народнохозяйственной практике. – М.: МФ ГО СССР, 1982. – С. 117-131.
- 61 Красильников Н.Н. Теория передачи и восприятия изображения. Теория передачи изображений и ее приложения. – М.: Радио и связь, 1986. – 248 с.
- 62 Курякова Г.А. Методика исследования и подготовки исходных данных в целях обеспечения картографирования биогеоценозов на базе цифровых моделей рельефа. – Дис. ... к.т.н. – М.: МИИГАиК, 1996. – 136 с.
- 63 Курякова Г.А., Флоринский И.В., Шарый П.А. О корреляции между почвенной влажностью и некоторыми топографическими величинами // Современные проблемы географии и картографии почв: Мат. Всес. конф., 24–26 сент. 1991 г. – М.: Почвенный ин-т, 1992. – С. 70-71.
- 64 Ласточкин А.Н. Морфодинамический анализ. – Л.: Недра, 1987. – 254 с.
- 65 Лебедев Т.С., Оровецкий Ю.П. Особенности тектоники Горного Крыма (в свете новых геолого-геофизических данных) // Геофиз. сб. – 1966. – Вып. 18. – С. 34-41.
- 66 Лидов В.П. Из опыта работы по ландшафтному картированию Приокско-Террасного Государственного заповедника // Вопр. географии. – 1949. – Сб. 16. – С. 179-190.

- 67 Линник В.Г. Ландшафтная дифференциация техногенных радионуклидов: геоинформационные системы и модели. – Дис. ... д.г.н. – М.: ГЕОХИ РАН, 2008. – 305 с.
- 68 Лобанов А.Н., Журкин И.Г. Автоматизация фотограмметрических процессов. – М.: Недра, 1980. – 240 с.
- 69 Лурье И.К., Кошелева Н.Е., Михайлов Д.И. Основные концепции организации и использования баз данных для почвенных исследований // Экспериментальная информация в почвоведении: теория и пути стандартизации. – М.: МГУ, 2005. – С. 28-43.
- 70 Любашин В.Н., Лисицын В.В. Программа инженерно-геологических изысканий для обоснования технического проекта противооползневых мероприятий и строительства на склоне долины р. Оки в г. Пушкино Серпуховского района Московской области. – Заказ № 3603. – М.: Центр. трест инж.-строит. изысканий, 1981. – 40 с.
- 71 Макаров В.И. Линеаменты (проблемы и направления исследований с помощью аэрокосмических средств и методов) // Иссл. Земли из космоса. – 1981. – № 4. – С. 109-115.
- 72 Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. – М.: Наука, 1965. – 390 с.
- 73 Митусов А.В. Изменение коэффициентов корреляции Спирмана между нитратным азотом (NO_3) и локальными морфометрическими величинами (ЛМВ) земной поверхности в зависимости от глубины рассматриваемого слоя почвы // Биология – наука 21-го века. – Пушкино: ПНЦ РАН, 2001. – С. 259-260.
- 74 Мишустин Е.Н., Шильникова В.К. Биологическая фиксация атмосферного азота. – М.: Наука, 1968. – 531 с.
- 75 Морозов В.И., Коваленко А.П., Пасынков А.А. Обводненные зоны Горного Крыма // Геол. журн. – 1988. – № 2. – С. 65-69.
- 76 Морозов В.П. Курс сфероидической геодезии. – 2-е изд. – М.: Недра, 1979. – 296 с.
- 77 Морфоструктурный анализ речной сети СССР / Ред. Герасимов И.П., Коржуев С.С.. – М.: Наука, 1979. – 304 с.
- 78 Мырзин Ю.Н., Фуриневич О.С., Артемьева Е.С. и др. Отчет о групповой гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1 : 200 000 территории листов М-36-V, VI, XII, 1984–1988. – М.: Центргеология, Московская ГРЭ, 1988.
- 79 Незаметдинова С.С. Анализ ориентировки региональных разрывных нарушений нефтегазоносных областей на примере Предкавказья. – Автореф. ... к.г.-м.н. – Л.: Ленинградский горный ин-т, 1970. – 17 с.
- 80 Неуструев С.С. Элементы географии почв. – М.-Л.: Сельхозгиз, 1930. – 240 с.
- 81 Никонов А.А. Активные разломы: определение и проблемы выделения // Геоэкология. – 1995. – № 4. – С. 16-27.
- 82 Новаковский Б.А., Прасолов С.В., Прасолова А.И. Цифровые модели рельефа ре-

альных и абстрактных геополей. – М.: Научный мир, 2003. – 61 с.

83 Ньюберг И.Н. Схематизация явлений – необходимое условие математизации геологии // Методология геологических исследований. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. – С. 18-31.

84 Орлова А.В. Блоковые структуры и рельеф. – М.: Недра, 1975. – 232 с.

85 Основы генерализации на общегеографических картах мелкого масштаба / Ред. Филиппов Ю.В. – М.: Геодезиздат, 1955. – 336 с.

86 Панин А.В., Гельман Р.Н. Опыт применения GPS-технологии для построения крупномасштабных цифровых моделей рельефа // Геодезия и картография. – 1997. – № 10. – С. 22-27.

87 Пириев Р.Х. О морфометрии, ее предмете и методе исследования // Вестн. МГУ, Сер. геогр. – 1985. – № 3. – С. 81-85.

88 Полетаев А.И. Узловые структуры земной коры. – М.: Геоинформмарк, 1992. – 50 с.

89 Полетаев А.И., Кац Я.Г., Леонов Н.Н. Выявление активных разрывно-линеamentных структур района Смоленской АЭС (по данным визуального и автоматизированного анализа) // Цифровая обработка видеоинформации при структурно-геологических и сеймотектонических исследованиях. – Л.: Аэрогеология, 1991. – С. 42-55.

90 Полетаев А.И., Тевелев А.В., Брянцева Г.В., Блюмкина Н.В. Изучение разрывно-линеamentной структуры района расположения Курской АЭС, II-я очередь, реконструкция. – Отчет по договору № 271 с МО БГНИИКИИ «Атомэнергопроект». – М.: МГУ, 1992. – Ч. I. – 204 с.; Ч. II. – 120 с.

91 Полянская Л.М. Микробная сукцессия в почве. – Дис. ... д.б.н. – М.: МГУ, 1996. – 96 с.

92 Понагайбо Н.Д. К вопросу о влиянии микрорельефа на характер почвы, ее температуру, влажность и урожайность. – Полтава: Тип. Фришберга, 1915. – 96 с.

93 Портнова О.В. Особенности стереофотограмметрических измерений при создании цифровых моделей местности // Геодезия и картография. – 1975. – № 6. – С. 24-27.

94 Пузаченко Ю.Г., Онуфреня И.А., Алещенко Г.М. Анализ иерархической организации рельефа // Изв. РАН, Сер. геогр. – 2002. – № 4. – С. 29-38.

95 Пустовитенко Б.Г., Тростников В.Н. К вопросу о связи сейсмических процессов в Крыму с тектоникой // Геофиз. сб. – 1977. – Вып. 77. – С. 13-23.

96 Ранцман Е.Я. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. – М.: Наука, 1979. – 171 с.

97 Расцветаев Л.М. Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. – М.: Наука, 1977. – С. 95-113.

98 Роде А.А. К вопросу о происхождении микрорельефа Прикаспийской низменности

// Вопр. географии. – 1953. – Сб. 33. – С. 249-260.

99 Романова Е.Н. Некоторые закономерности перераспределения влаги на склонах // Тр. ГГО. – 1963. – Вып. 147. – С. 66-82.

100 Романова Е.Н. Увлажнение почвы в пересеченной местности по сезонам // Тр. ГГО. – 1970. – Вып. 264. – С. 23-43.

101 Романова Е.Н. Принцип расчета и картирования влажности почвы на морфометрической основе // Климат почвы. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – С. 39-51.

102 Романова Е.Н. Микроклиматическая изменчивость основных элементов климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 279 с.

103 Рудый Р.М. О генерализации рельефа местности методом свертки // Геодезия, картография и аэрофотосъемка. – 1989. – Вып. 49. – С. 120-126.

104 Рундквист Д.В., Ряховский В.М., Гатинский Ю.Г., Чесалова Е.И. ГИС-проект «Геодинамический глобус масштаба 1 : 10 млн.» для целей глобального мониторинга многоаспектных геологических процессов // Мат. Всерос. науч. конф. «Геология, геохимия, и геофизика на рубеже XX и XXI», Москва, 8-10 окт. 2002, Т. 1. – М.: Связь-Принт, 2002. – С. 87-88.

105 Салищев К.А. О картографическом методе исследований // Вестн. МГУ, Сер. физ.-мат. естеств. наук. – 1955. – № 10. – С. 161-170.

106 Самарский А.А. Теория разностных схем. – 2-е изд. – М.: Наука, 1983. – 616 с.

107 Самсонова В.П. Пространственная изменчивость почвенных свойств (на примере дерново-подзолистых почв). М.: Либроком, 2008, 160 с.

108 Сербенюк С.Н. Картография и геоинформатика – их взаимодействие. – М.: МГУ, 1990. – 160 с.

109 Сербенюк С.Н., Кошель С.М., Мусин О.Р. Методы моделирования геополей по данным в нерегулярно расположенных точках // Геодезия и картография. – 1990. – № 11. – С. 31-35.

110 Симонов Ю.Г. Морфометрический анализ рельефа. – Смоленск: Изд-во Смоленского гуманитарного ун-та, 1998. – 271 с.

111 Сироткин М.П. К вопросу о вычислении топографических объемов способами приближенного интегрирования // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. – 1961. – № 6. – С. 39-46.

112 Ситников А.Б. Динамика воды в ненасыщенных и насыщенных грунтах зоны аэрации. – К.: Наукова думка, 1978. – 155 с.

113 Ситников А.Б. Представление о компетентных объемах // Введение в моделирование гидрогеологических процессов. – К.: Наукова думка, 1980. – С. 20-25.

114 Скарятин В.Д. Об изучении разрывной тектоники по комплексу разномасштабных

космоснимков Земли (метод многоступенчатой генерализации) // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1973. – № 7. – С. 34-50.

115 Слюта Е.Н., Кудрин Л.В., Синило В.П. Предварительные данные о природе планетарной системы линеаментов, наблюдаемой на радиолокационных изображениях Венеры (данные КА «Венера-15» и «Венера-16») // Косм. иссл. – 1989. – Т. 27. – Вып. 6. – С. 918-931.

116 Соболевский П.К. Современная горная геометрия // Соц. реконструкция и наука. – 1932. – Вып. 7. – С. 42-78.

117 Солнцев Н.А. О морфологии природного географического ландшафта // Вопр. географии. – 1949. – Сб. 16. – С. 61-86.

118 Спиридонов А.И. Геоморфологическое картографирование. – М.: Недра, 1975. – 183 с.

119 Справочник по картографии / Берлянт А.М., Гедымин А.В., Кельнер Ю.Г. и др. – М.: Недра, 1988. – 428 с.

120 Страхов В.Н., Страхов А.В., Степанова И.Э., Жалковский Е.А. О замене топографических карт линейными аналитическими аппроксимациями рельефа поверхности Земли // Геодезия и картография. – 2007. – № 2. – С. 21-25; № 3. – С. 33-38.

121 Строеение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря / Ред. Белоусов В.В., Вольвовский Б.С. – М.: Наука, 1989. – 207 с.

122 Структура фундамента платформенных областей СССР / Ред. Наливкин Д.В. – Л.: Наука, 1974. – 400 с.

123 Тайчинов С.Н., Файзуллин М.М. Динамика влажности почвы по элементам рельефа // Почвоведение. – 1958. – № 10. – С. 46-53.

124 Таргульян В.О., Соколова Т.А. Почва как биокосная природная система: «реактор», «память» и регулятор биосферных взаимодействий // Почвоведение. – 1996. – № 1. – С. 34-47.

125 Тилло А.А. Орография Европейской России на основании гипсометрической карты // Изв. Импер. Рус. геогр. о-ва. – 1890. – Т. 26. – С. 8-32.

126 Топографическая карта, VIII-L-36, VI-L-36, V-L-36, IX-L-36, М 1 : 300 000. – М.: ГУГК МВД СССР, 1953.

127 Топографическая карта, L-38, М 1 : 1 000 000. – М.: ГУГК СМ СССР, 1968.

128 Топографическая карта, 13-36-06 (М-36-VI), М 1 : 200 000. – М.: Ген. штаб, 1981.

129 Топографическая карта, 12-36-4 (L-36-Г), М 1 : 500 000. – М.: Ген. штаб, 1986.

130 Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. – М.: Наука, 1983. – 224 с.

131 Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). – Новосибирск: Наука, 1984. – 183 с.

- 132 Федоров А.Е. Гексагональные сетки линейных неоднородностей Земли. – М.: Недра, 1991. – 128 с.
- 133 Федоров А.Е., Азаркин В.Н., Локшин Б.Б., Ноговицын Ю.А. Методы выделения и изучения потенциально рудных дизъюнктивных структур. – М.: ВИЭМС, 1989. – 33 с.
- 134 Федосеев А.П. Влажность почвы в связи с рельефом местности // Тр. Каз. НИИ гидрометеорол. – 1959. – Вып. 13. – С. 66-88.
- 135 Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. – Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1960. – 94 с.
- 136 Фихтенгольц Г.М. Курс дифференциального и интегрального исчисления. – М.: Наука, 1966. – Т. 1. – 6-е изд. – 607 с.; Т. 3. – 4-е изд. – 656 с.
- 137 Флоринский И.В. Генерализация в картографии: краткий обзор проблемы. – Пущино: ПНЦ АН СССР, 1991. – 55 с.
- 138 Флоринский И.В. Визуализация линеаментов и структур центрального типа: количественные топографические подходы. – Пущино: ПНЦ РАН, 1992. – 47 с.
- 139 Флоринский И.В. Анализ цифровых моделей высот для выделения линейных структур земной поверхности. – Дис. ... к.т.н. – Пущино: ИПФС РАН, 1993. – 133 с.
- 140 Флоринский И.В. Международный опыт использования цифровых моделей рельефа при автоматизированном анализе данных дистанционного зондирования // Геодезия и картография. – 1995. – № 12. – С. 33-38.
- 141 Флоринский И.В. Узлы пересечения разломов и зоны аккумуляции потоков: анализ соотношений // Изв. РАН, Сер. геогр. – 2001. – № 6. – С. 83-95.
- 142 Флоринский И.В. Мелкомасштабные морфометрические карты Северной Евразии // Геодезия и картография. – 2007. – № 2. – С. 15-21.
- 143 Флоринский И.В. К 100-летию Тунгусского феномена. Цифровое моделирование рельефа в районе эпицентра // Геодезия и картография. – 2008. – № 8. – С. 20-22.
- 144 Флоринский И.В. Карты зон относительной аккумуляции для целей поисковой и инженерной геологии // Геодезия и картография. – 2008. – № 3. – С. 23-29.
- 145 Флоринский И.В. Морфометрические карты мира // Геодезия и картография. – 2008. – № 1. – С. 25-29.
- 146 Флоринский И.В. О точности вычислений в цифровом моделировании рельефа // Геодезия и картография. – 2008. – № 6. – С. 28-32.
- 147 Флоринский И.В. Расчет производящей функции высоты для выделения структурных линий рельефа по спутниковым данным и топографическим картам // Иссл. Земли из космоса. – 2008. – № 6. – С. 43-51.
- 148 Флоринский И.В. Анализ планетарного рельефа Марса, Венеры и Луны по данным

миссий Mars Global Surveyor, Magellan и Clementine // Иссл. Земли из космоса. – 2009. – № 5. – С. 32-48.

149 Флоринский И.В. Картографирование почвы на основе цифрового моделирования рельефа (по данным кинематических GPS-съемок и почвенных наземных съемок) // Иссл. Земли из космоса. – 2009. – № 6. – С. 56-65.

150 Флоринский И.В. Точный метод расчета локальных характеристик рельефа // Геодезия и картография. – 2009. – № 4. – С. 19-23.

151 Флоринский И.В., Айлерс Р.Дж., Бёртон Д.Л. и др. Прогнозное почвенное картографирование на основе цифрового моделирования рельефа // Геоинформатика. – 2009. – № 1. – С. 22-32.

152 Флоринский И.В., Грохлина Т.И., Михайлова Н.Л. LANDLORD 2.0: система анализа и картографирования геометрических характеристик рельефа // Геодезия и картография. – 1995. – № 5. – С. 46-51.

153 Фридланд В.М. Структура почвенного покрова. М.: Мысль, 1972, 422 с.

154 Халугин Е.И., Жалковский Е.А., Жданов Н.Д. Цифровые карты. – М.: Недра, 1992. – 415 с.

155 Цифровая фильтрация аэроснимков, стереомоделей и карт / Ред. Чигирев А.А. – Л.: Недра, 1976. – 200 с.

156 Чебаненко И.И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры и ее проблемы. – К.: Изд-во АН УССР, 1963. – 155 с.

157 Чекунов А.В., Гаркаленко И.А., Харечко Г.Е. Древние докембрийские разломы юга Русской платформы и их продолжение в северном Причерноморье // Геофиз. сб. – 1965. – Вып. 14. – С. 24-34.

158 Ченцов В.Н. Морфометрические показатели на геоморфологической карте мелкого масштаба // Тр. Ин-та географии. – 1948. – Вып. 39. – С. 291-306.

159 Чередниченко О.І., Бурмістенко В.М., Токовенко В.С., Чебаненко І.І. Спроба лабораторного моделювання планетарних розломів (лінеamentів) Землі // Доп. АН УРСР. – 1966. – № 10. – С. 1333-1336.

160 Чистов С.В., Флоринский И.В. Экологическая картография. – М.: РЭФИА. – 1997. – 133 с.

161 Шарый П.А. Топографический метод вторых производных // Геометрия структур земной поверхности. – Пущино: ПНЦ АН СССР, 1991. – С. 30-60.

162 Шарый П.А. Оценка взаимосвязей рельеф-почва-растения с использованием новых подходов в геоморфометрии (на примере агроландшафта и лесной экосистемы юга Московской области). – Дис. ... к.б.н. – Пущино: ИФХБПП РАН, 2005. – 224 с.

- 163 Шарый П.А. Геоморфометрия в науках о Земле и экологии, обзор методов и приложений // Изв. Самарского НЦ РАН. – 2006. – Т. 8. – № 2. – С. 458-473.
- 164 Шарый П.А., Курякова Г.А., Флоринский И.В. О международном опыте применения методов топографии в ландшафтных исследованиях (краткий обзор) // Геометрия структур земной поверхности. – Пущино: ПНЦ АН СССР, 1991. – С. 15-29.
- 165 Шингарева К.Б. Концепция картографирования тел Солнечной системы в ее историческом развитии (внеземные территории). – Дис. ... д.ф.-м.н. – М.: ИИЕТ РАН, 1992. – 58 с.
- 166 Ширяев Е.Е. Новые методы картографического отображения и анализа геоинформации с применением ЭВМ. – М.: Недра, 1977. – 182 с.
- 167 Штенгелов Е.С. О веерообразности современного раздвижения земной коры и о природе зон Бениофа // ДАН. – 1978. – Т. 240. – № 4. – С. 922-925.
- 168 Штенгелов Е.С. Зоны новейшего и современного раздвижения континентальной коры // Изв. АН СССР, Сер. геол. – 1980. – № 6. – С. 5-19.
- 169 Шульц С.С. Планетарные трещины и тектонические дислокации // Геотектоника. – 1971. – № 4. – С. 6-14.
- 170 Элюким С.Б., Горбушин В.П. Цифровая модель рельефа местности и ее структура // Геодезия и картография. – 1974. – № 7. – С. 36-44.
- 171 Ярошенко П.Д. Геоботаника. Основные понятия, направления и методы. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 474 с.
- 172 Abdelguerfi M., Wynne C., Cooper E. et al. Representation of 3-D elevation in terrain databases using hierarchical triangulated irregular networks: a comparative analysis // Int. J. Geogr. Inf. Sci. – 1998. – V. 12. – № 8. – P. 853-873.
- 173 Agishtein M.E., Migdal A.A. Smooth surface reconstruction from scattered data points // Comput. Graph. – 1991. – V. 15. – № 1. – P. 29-39.
- 174 Akeno K. DEM generation from multisensor stereopairs – AVHRR and MSS // Int. Arch. Photogramm. Rem. Sens. – 1996. – V. 31. – Pt. B4. – Commis. IV. – P. 36-40.
- 175 Akima H. A method of bivariate interpolation and smooth surface fitting based on local procedures // Commun. ACM. – 1974. – V. 17. – № 1. – P. 18-20.
- 176 Albani M., Klinkenberg B. A spatial filter for the removal of striping artifacts in digital elevation models // Photogramm. Eng. Rem. Sens. – 2003. – V. 69. – № 7. – P. 755-765.
- 177 Albani M., Klinkenberg B., Andison D.W., Kimmins J.P. The choice of window size in approximating topographic surfaces from digital elevation models // Int. J. Geogr. Inf. Sci. – 2004. – V. 18. – № 6. – P. 577-593.
- 178 Anderson M.G., Burt T.P. The role of topography in controlling throughflow generation // Earth Surf. Process. – 1978. – V. 3. – № 4. – P. 331-344.

- 179 Anderson M.G., Burt T.P. The role of topography in controlling throughflow generation: a reply // *Earth Surf. Process.* – 1980. – V. 5. – № 2. – P. 193-195.
- 180 Baker K.D. Basic image processing concepts // *Digital Signal Processing.* – Stevenage: Peregrinus, 1982. – P. 287-318.
- 181 Balce A.E. Determination of optimum sampling interval in grid digital elevation models (DEM) data acquisition // *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* – 1987. – V. 53. – № 3. – P. 323-330.
- 182 Band L.E., Moore I.D. Scale: landscape attributes and geographical information systems // *Hydrol. Process.* – 1995. – V. 9. – № 3-4. – P. 401-422.
- 183 Band L.E., Patterson P., Nemani R., Running S.W. Forest ecosystem processes at the watershed scale: incorporating hillslope hydrology // *Agr. Forest Meteorol.* – 1993. – V. 63. – № 1-2. – P. 93-126.
- 184 Batschelet E. *Circular Statistics in Biology.* – L.: Academic Press, 1981. – 371 p.
- 185 Batson R.M., Edwards K., Eliason E.M. Computer-generated shaded-relief images // *J. Res. USGS.* – 1975. – V. 3. – № 4. – P. 401-408.
- 186 Beauchamp E.G., Bergstrom D.W. Denitrification // *Soil Sampling and Methods of Analysis.* – Boca Raton: Lewis, 1993. – P. 351-357.
- 187 Bell J.C., Thompson J.A., Butler C.A., McSweeney K. Modeling soil genesis from a landscape perspective // *Trans. 15th World Congr. Soil Sci., Acapulco, July 1994, V. 6a.* – Mexico: ISSS, 1994. – P. 179-195.
- 188 Bergstrom D.W., Monreal C.M., St. Jacques E. Influence of tillage practice on carbon sequestration is scale-dependent // *Can. J. Soil Sci.* – 2001. – V. 81. – № 1. – P. 63-70.
- 189 Bergstrom D.W., Monreal C.M., St. Jacques E. Spatial dependence of soil organic carbon mass and its relationship to soil series and topography // *Can. J. Soil Sci.* – 2001. – V. 81. – № 1. – P. 53-62.
- 190 Beven K. TOPMODEL: a critique // *Hydrol. Process.* – 1997. – V. 11. – № 9. – P. 1069-1085.
- 191 Beven K.J., Kirkby M.J. A physically-based variable contributing area model of basin hydrology // *Hydrol. Sci. Bull.* – 1979. – V. 24. – № 1. – P. 43-69.
- 192 Bishop T.F.A., McBratney A.B. A comparison of prediction methods for the creation of field-extent soil property maps // *Geoderma.* – 2001. – V. 103. – № 1-2. – P. 149-160.
- 193 Bjerhammar A. *Theory of Errors and Generalized Matrix Inverses.* – Amsterdam: Elsevier, 1973. – 420 p.
- 194 Bjørke J.T., Nilsen S. Wavelets applied to simplification of digital terrain models // *Int. J. Geogr. Inf. Sci.* – 2003. – V. 17. – № 7. – P. 601-621.
- 195 Bjørke J.T., Nilsen S. Examination of a constant-area quadrilateral grid in representation

- of global digital elevation models // *Int. J. Geogr. Inf. Sci.* – 2004. – V. 18. – № 7. – P. 653-664.
- 196 Blöschl G., Sivapalan M. Scale issues in hydrological modelling: a review // *Hydrol. Process.* – 1995. – V. 9. – № 3-4. – P. 251-290.
- 197 Boer M., del Barrio G., Puigdefábregas J. Mapping soil depth classes in dry Mediterranean areas using terrain attributes derived from a digital elevation model // *Geoderma.* – 1996. – V. 72. – № 1-2. – P. 99-118.
- 198 Bolstad P.V., Stowe T. An evaluation of DEM accuracy: elevation, slope and aspect // *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* – 1994. – V. 60. – № 11. – P. 1327-1332.
- 199 Brassel K.E., Weibel R. A review and conceptual framework of automated map generalization // *Int. J. Geogr. Inf. Syst.* – 1988. – V. 2. – № 3. – P. 229-244.
- 200 Brown D.G., Bara T.J. Recognition and reduction of systematic error in elevation and derivative surfaces from 7.5-minute DEMs // *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* – 1994. – V. 60. – № 2. – P. 189-194.
- 201 Bullock P.R., Whetter D.A., Fuller L.G. Bromide redistribution as influenced by landscape morphology and pedogenic properties in a variable glacial till landscape: a quantitative examination // *Can. J. Soil Sci.* – 2008. – V. 88. – № 4. – P. 491-499.
- 202 Burrough P.A. *Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment.* – Oxford: Clarendon Press, 1986. – 193 p.
- 203 Burrough P.A. Soil variability: a late 20th century view // *Soil Fert.* – 1993. – V. 56. – № 5. – P. 529-562.
- 204 Burt T.P., Butcher D.P. Topographic controls of soil moisture distributions // *J. Soil Sci.* – 1985. – V. 36. – № 3. – P. 469-486.
- 205 Burton D.L., McMahon S.K., Chen Y. Influence of method of manure application on greenhouse gas emissions // *Proc. 43rd Ann. Meeting Manitoba Soc. Soil Sci., Winnipeg, 25-26 Jan. 2000.* – Winnipeg: MSSS, 2000. – P. 22-30.
- 206 Campagna D.J., Levandowski D.W. The recognition of strike-slip fault systems using imagery, gravity, and topographic data sets // *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* – 1991. – V. 57. – № 9. – P. 1195-1201.
- 207 Campbell J.B. Spatial variability of soils // *Ann. Assoc. Am. Geogr.* – 1979. – V. 69. – № 4. – P. 544-556.
- 208 *Canadian Digital Elevation Data: Standards and Specifications.* – Sherbrooke: Centre for Topographic Information, 1997. – 11 p.
- 209 *Canadian System of Soil Classification / Soil Classification Working Group.* – 3rd ed. – Ottawa: NRC Research Press, 1998. – 187 p.
- 210 Carey S.W. *Theories of the Earth and Universe. A History of Dogma in the Earth Sci-*

ences. – Stanford: University Press, 1988. – 413 p. (Имеется перевод: Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. История догм в науках о Земле. – М.: Мир, 1991. – 447 с.)

211 Carlisle B.H. Modelling the spatial distribution of DEM error // *Trans. GIS.* – 2005. – V. 9. – № 4. – P. 521-540.

212 Carson M.A., Kirkby M.J. *Hillslope Form and Process.* – Cambridge: University Press, 1972. – 475 p.

213 Carter J.R. Digital representations of topographic surfaces // *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* – 1988. – V. 54. – № 11. – P. 1577-1580.

214 Carter J.R. The effect of data precision on the calculation of slope and aspect using gridded DEMs // *Cartographica.* – 1992. – V. 29. – № 1. – P. 22-34.

215 Cayley A. On contour and slope lines // *London Edinburgh Dublin Philos. Mag. J. Sci., Ser. 4.* – 1859. – V. 18. – № 120. – P. 264-268.

216 Chang K.-T., Tsai B.-W. The effect of DEM resolution on slope and aspect mapping // *Cartogr. Geogr. Inf. Syst.* – 1991. – V. 18. – № 1. – P. 69-77.

217 Chanzy A., Bruckler L. Significance of soil surface moisture with respect to daily bare soil evaporation // *Water Resour. Res.* – 1993. – V. 29. – № 4. – P. 1113-1125.

218 Chanzy A., Tarussov A., Judge A., Bonn F. Soil water content determination using a digital ground-penetrating radar // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1996. – V. 60. – № 5. – P. 1318-1326.

219 Charlesworth H.A.K., Robinson J.E., Colbeaux J.P. Filtrage spatial d'une surface topographique: un exemple pris dans le Bassin de Paris // *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., Sér. 2.* – 1978. – V. 20. – № 3. – P. 269-278.

220 Chorley R.J., Huggett P. Trend-surface mapping in geographical research // *Trans. Inst. Brit. Geogr.* – 1965. – № 37. – P. 47-67.

221 Chorowicz J., Bréard J.-Y., Guillaude R. et al. Dip and strike measured systematically on digitized three-dimensional geological maps // *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* – 1991. – V. 57. – № 4. – P. 431-436.

222 Chorowicz J., Dhont D., Gündodu N. Neotectonics in the eastern North Anatolian fault region (Turkey) advocates crustal extension: mapping from SAR ERS imagery and Digital Elevation Model // *J. Struct. Geol.* – 1999. – V. 21. – № 5. – P. 511-532.

223 Clark R.L., Lee R. Development of topographic maps for precision farming with kinematic GPS // *Trans. Am. Soc. Agr. Eng.* – 1998. – V. 41. – № 4. – P. 909-916.

224 Clarke K.C. Scale-based simulation of topographic relief // *Am. Cartogr.* – 1988. – V. 15. – № 2. – P. 173-181.

225 Clayton J.S., Ehrlich W.A., Cann D.B. et al. *Soils of Canada, V. 1.* – Ottawa: Canada

Dep. Agriculture, 1977. – 243 p.

226 Conrad R. Soil microorganisms as controllers of atmospheric trace gases (H₂, CO, CH₄, OCS, N₂O, and NO) // *Microbiol. Rev.* – 1996. – V. 60. – № 4. – P. 609-640.

227 Cook S.E., Corner R.J., Grealish G. et al. A rule-based system to map soil properties // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1996. – V. 60. – № 6. – P. 1893-1900.

228 Corre M.D., van Kessel C., Pennock D.J. Landscape and seasonal patterns of nitrous oxide emissions in a semiarid region // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1996. – V. 60. – № 6. – P. 1806-1815.

229 Da Ros D., Borga M. Use of digital elevation model data for the derivation of the geomorphological instantaneous unit hydrograph // *Hydrol. Process.* – 1997. – V. 11. – № 1. – P. 13-33.

230 Davis F.W., Dozier J. Information analysis of a spatial database for ecological land classification // *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* – 1990. – V. 56. – № 5. – P. 605-613.

231 Davis J.C. *Statistics and Data Analysis in Geology.* – 2nd ed. – N.Y.: Wiley, 1986. – 646p.

232 De Boer D.H. Hierarchies and spatial scale in process geomorphology: a review // *Geomorphology.* – 1992. – V. 4. – № 5. – P. 303-318.

233 De Florian L., Magillo P., Puppo E. Multiresolution representation and reconstruction of triangulated surfaces // *Advances in Visual Form Analysis.* – Singapore: World Scientific, 1997. – P. 140-149.

234 De Saint-Venant M. Surfaces à plus grande pente constituées sur des lignes courbes // *Extraits Procès-Verbaux Séanc. Soc. Philomat. Paris, Ser. 5.* – 1852. – V. 17. – P. 24-30.

235 Declercq F.A.N. Interpolation methods for scattered sample data: accuracy, spatial patterns, processing time // *Cartogr. Geogr. Inf. Syst.* – 1996. – V. 23. – № 3. – P. 128-144.

236 Deffontaines B., Lacombe O., Angelier J. et al. Quaternary transfer faulting in the Taiwan Foothills: evidence from a multisource approach // *Tectonophysics.* – 1997. – V. 274. – № 1-3. – P. 61-82.

237 Desmet P.J.J. Effects of interpolation errors on the analysis of DEMs // *Earth Surf. Proc. Land.* – 1997. – V. 22. – № 6. – P. 563-580.

238 *Digital Elevation Models: Data Users Guide 5.* – Reston: USGS, 1993. – 48 p.

239 Dikau R. Case studies in the development of derived geomorphic maps // *Geol. Jahr.* – 1988. – V. A104. – P. 329-338.

240 Dixon T.H., Naraghi M., McNutt M.K., Smith S.M. Bathymetric prediction from SEASAT altimeter data // *J. Geophys. Res.* – 1983. – V. 88. – № C3. – P. 1563-1571.

241 Doyle F.J. Digital terrain models: an overview // *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* – 1978. – V. 44. – № 12. – P. 1481-1485.

242 Dutton G. *A Hierarchical Coordinate System for Geoprocessing and Cartography.* – Berlin: Springer, 1999. – 231 p.

- 243 Eckert M. On the nature of maps and map logic // *Bull. Am. Geogr. Soc.* – 1908. – V. 40. – № 6. – P. 344-351.
- 244 Eguez A., Alvarado A., Yepes H. et al. Database and map of quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions. Open-File Rep. 03-289. – USGS, 2003. – 71 p.
- 245 Eklundh L., Mårtensson U. Rapid generation of digital elevation models from topographic maps // *Int. J. Geogr. Inf. Sci.* – 1995. – V. 9. – № 3. – P. 329-340.
- 246 Eliason J.R., Eliason V.L.C. Process for structural geologic analysis of topography and point data. – US Patent № 4698759. – 1987. – 107 p.
- 247 Elsner J.B., Tsonis A.A. *Singular Spectrum Analysis: A New Tool in Time Series Analysis.* – N.Y.: Plenum Press, 1996. – 164 p.
- 248 Elsner P., Bonnici M. Vertical accuracy of Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) elevation and void-filled data in the Libyan desert // *Int. J. Ecol. Dev.* – 2007. – V. 8. – № F07. – P. 66-80.
- 249 Endreny T.A., Wood E.F., Lettenmaier D.P. Satellite-derived digital elevation model accuracy: hydrogeomorphological analysis requirements // *Hydrol. Process.* – 2000. – V. 14. – № 1. – P. 1-20.
- 250 Erskine R.H., Green T.R., Ramirez J.A., MacDonald L.H. Digital elevation accuracy and grid cell size: effects on estimated terrain attributes // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 2007. – V. 71. – № 4. – P. 1371-1380.
- 251 ETOPO2, 2-Minute Gridded Global Relief Data. – Boulder: NOAA, 2001. – <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/01mgg04.html>
- 252 Evans I.S. General geomorphometry, derivations of altitude, and descriptive statistics // *Spatial Analysis in Geomorphology.* – L.: Methuen, 1972. – P. 17-90.
- 253 Evans I.S. *An Integrated System of Terrain Analysis and Slope Mapping: Final Rep. Grant DA-ERO-591-73-G0040.* – Durham: Univ. Durham, 1979. – 192 p.
- 254 Evans I.S. An integrated system of terrain analysis and slope mapping // *Z. Geomorphol.* – 1980. – Suppl. 36. – P. 274-295.
- 255 Falorni G., Teles V., Vivoni E.R. et al. Analysis and characterization of the vertical accuracy of digital elevation models from the Shuttle Radar Topography Mission // *J. Geophys. Res.* – 2005. – V. 110. – № F2. – F02005.
- 256 Famiglietti J.S., Wood E.F. Effects of spatial variability and scale on areally averaged evapotranspiration // *Water Resour. Res.* – 1995. – V. 31. – № 3. – P. 699-712.
- 257 Farenhorst A., Florinsky I.V., Monreal C.M., Muc D. Evaluating the use of digital terrain modelling for quantifying the spatial variability of 2,4-D sorption by soil within agricultural landscapes // *Can. J. Soil Sci.* – 2003. – V. 83. – № 5. P. 557-564.

- 258 Farr T.G., Rosen P.A., Caro E. et al. The Shuttle Radar Topography Mission // *Rev. Geophys.* – 2007. – V. 45. – RG2004.
- 259 Felicísimo A.M. Modelos Digitales del Terreno. Introducción y Aplicaciones en las Ciencias Ambientales. – Oviedo: Pentalfa Ediciones, 1994, 222 p.
- 260 Felicísimo A.M. Parametric statistical method for error detection in digital elevation models // *ISPRS J. Photogramm. Rem. Sens.* – 1994. – V. 49. – № 4. – P. 29-33.
- 261 Felicísimo A.M. Error propagation analysis in slope estimation by means of digital elevation models // *Cartography Crossing Borders: Proc. I 17th Int. Cartogr. Conf.*, Barcelona, Sept. 3-9 1995. – Barcelona: Institut Cartogràfic de Catalunya, 1995. – P. 94-98.
- 262 Feranec J., Kolár J., Krcho J. Mapping of the surface water logging intensity of the soils by applying Landsat TM data and complex digital terrain model // *Bull. Com. Fran. Cartogr.* – 1991. – № 127-128. – P. 154-157.
- 263 Finkl C.W., Benedet L., Andrews J.L. Interpretation of seabed geomorphology based on spatial analysis of high-density airborne laser bathymetry // *J. Coast. Res.* – 2005. – V. 21. – № 3. – P. 501-514.
- 264 Fishbaugh K.E., Head III J.W. Comparison of the north and south polar caps of Mars: new observations from MOLA data and discussion of some outstanding questions // *Icarus.* – 2001. – V. 154. – № 1. – P. 145-161.
- 265 Fisher P.F., Tate N.J. Causes and consequences of error in digital elevation models // *Prog. Phys. Geogr.* – 2006. – V. 30. – № 4. – P. 467-489.
- 266 Fitzmaurice J., Eilers R.G., St. Jacques E., Waddell A. Soils of SE 32-14-25W – Miniota Precision Agriculture Research Site. – Special Rep. Ser. 99-1. – Winnipeg: Land Resource Unit, Agriculture and Agri-Food Canada, 1999. – 47 p.
- 267 Florinsky I.V. Quantitative topographic method of fault morphology recognition // *Geomorphology.* – 1996. – V. 16. – № 2. – P. 103-119.
- 268 Florinsky I.V. Accuracy of local topographic variables derived from digital elevation models // *Int. J. Geogr. Inf. Sci.* – 1998. – V. 12. – № 1. – P. 47-61.
- 269 Florinsky I.V. Combined analysis of digital terrain models and remotely sensed data in landscape investigations // *Prog. Phys. Geogr.* – 1998. – V. 22. – № 1. – P. 33-60.
- 270 Florinsky I.V. Derivation of topographic variables from a digital elevation model given by a spheroidal trapezoidal grid // *Int. J. Geogr. Inf. Sci.* – 1998. – V. 12. – № 8. – P. 829-852.
- 271 Florinsky I.V. Relationships between topographically expressed zones of flow accumulation and sites of fault intersection: analysis by means of digital terrain modelling // *Environ. Modell. Softw.* – 2000. – V. 15. – № 1. – P. 87-100.
- 272 Florinsky I.V. Errors of signal processing in digital terrain modelling // *Int. J. Geogr. Inf.*

Sci. – 2002. – V. 16. – № 5. – P. 475-501.

273 Florinsky I.V. Artificial lineaments in digital terrain modelling: can operators of topographic variables cause them? // *Math. Geol.* – 2005. – V. 37. – № 4. – P. 357-372.

274 Florinsky I.V. Solving three problems of exploration and engineering geology by digital terrain analysis // *Int. J. Ecol. Dev.* – 2007. – V. 8. – № F07. – P. 52-65.

275 Florinsky I.V. Global lineaments: application of digital terrain modelling // *Advances in Digital Terrain Analysis.* – Berlin: Springer, 2008. – P. 365-382.

276 Florinsky I.V. Global morphometric maps of Mars, Venus, and the Moon // *Geospatial Vision: New Dimensions in Cartography.* – Berlin: Springer, 2008. – P. 171-192.

277 Florinsky I.V. Computation of the third-order partial derivatives from a digital elevation model // *Int. J. Geogr. Inf. Sci.* – 2009. – V. 23. – № 2. – P. 213-231.

278 Florinsky I.V., Arlashina H.A. Quantitative topographic analysis of gilgai soil morphology // *Geoderma.* – 1998. – V. 82. – № 4. P. 359-380.

279 Florinsky I.V., Eilers R.G. Prediction of the soil carbon content at micro-, meso- and macroscales by digital terrain modelling // *Trans. 17th World Congr. Soil Sci., Bangkok, 14-21 August 2002, Symp. 52.* – Bangkok: ISSS, 2002. – P. 24-1–24-9 (CD ROM).

280 Florinsky I.V., Eilers R.G., Lelyk G.W. Prediction of soil salinity risk by digital terrain modelling in the Canadian prairies // *Can. J. Soil Sci.* – 2000. – V. 80. – № 3. – P. 455-463.

281 Florinsky I.V., Eilers R.G., Manning G., Fuller L.G. Application of digital terrain modelling to prediction of soil properties in the Prairie Ecozone // *Papers, 42nd Ann. Meeting Manitoba Soc. Soil Sci., Winnipeg, 2-3 Feb. 1999.* – Winnipeg: MSSS. – 1999. – P. 140-154.

282 Florinsky I.V., Eilers R.G., Manning G., Fuller L.G. Prediction of soil properties by digital terrain modelling // *Environ. Modell. Softw.* – 2002. – V. 17. – № 3. – P. 295-311.

283 Florinsky I.V., Kulagina T.B., Meshalkina J.L. Influence of topography on landscape radiation temperature distribution // *Int. J. Rem. Sens.* – 1994. – V. 15. – № 16. – P. 3147-3153.

284 Florinsky I.V., Kuryakova G.A. Influence of topography on some vegetation cover properties // *Catena.* – 1996. – V. 27. – № 2. – P. 123-141.

285 Florinsky I.V., Kuryakova G.A. Determination of grid size for digital terrain modelling in landscape investigations – exemplified by soil moisture distribution at a micro-scale // *Int. J. Geogr. Inf. Sci.* – 2000. – V. 14. – № 8. – P. 815-832.

286 Florinsky I.V., McMahon S., Burton D.L. Topographic control of soil microbial activity: a case study of denitrifiers // *Geoderma.* – 2004. – V. 119. – № 1-2. – P. 33-53.

287 Florinsky I.V., McMahon S., Burton D.L. Topographic factors of nitrous oxide emission // *Nitrous Oxide Emissions Research Progress.* – N.Y.: Nova Science Publishers. – 2009. – P. 105-126.

288 Ford P.G. Magellan Global Topography, Emissivity, Reflectivity, and Slope Data, MGN-

V-RDRS-5-GDR-TOPOGRAPHIC-V1.0, MGN-V-RDRS-5-GDR-EMISSIVITY-V1.0, MGN-V-RDRS-5-GDR-REFLECTIVITY-V1.0, and MGN-V-RDRS-5-GDR-SLOPE-V1.0. – NASA Planetary Data System, 1992. – <http://pds-geosciences.wustl.edu/missions/magellan/gxdr/index.htm>

289 Freeman T.G. Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid // *Comput. Geosci.* – 1991. – V. 17. – № 3. – P. 413-422.

290 Gao J., Xia Z.-G. Fractals in physical geography // *Prog. Phys. Geogr.* – 1996. – V. 20. – № 2. – P. 178-191.

291 Gauss C.F. *Disquisitiones generales circa superficies curvas* // *Göttingen gelehrte Anzeigen.* – 1827. – № 177. – P. 1761-1768. (Имеется перевод: Гаусс К.Ф. Общие исследования о кривых поверхностях // *Об основаниях геометрии.* – М.: ГИТЛ, 1956. – С. 123-161.)

292 Geiger R. *Das Klima der bodennahen Luftschicht.* – Braunschweig: Vieweg, 1927. – 246 p. (Имеется перевод: Гейгер Р. *Климат приземного слоя воздуха.* – М.: Изд-во иностр. литературы, 1960. – 486 с.)

293 *Geologic Atlas of the Moon. Scale 1 : 1 000 000.* – Washington: USGS, 1972.

294 *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications* / Hengl T., Reuter H.I. (Eds.). – Amsterdam: Elsevier, 2009. – 796 p.

295 Gerrard A.J. *Soils and Landforms. An Integration of Geomorphology and Pedology.* – L.: George Allen and Unwin, 1981. – 219 p. (Имеется перевод: Джеррард А.Дж. *Почвы и формы рельефа. Комплексное геоморфолого-почвенное исследование.* – Л.: Недра, 1984. – 208 с.)

296 Gessler P.E., Moore I.D., McKenzie N.J., Ryan P.J. Soil-landscape modelling and spatial prediction of soil attributes // *Int. J. Geogr. Inf. Syst.* – 1995. – V. 9. – № 4. – P. 421-432.

297 Giles P.T., Franklin S.E. Comparison of derivative topographic surfaces of a DEM generated from stereoscopic SPOT images with field measurements // *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* – 1996. – V. 62. – № 10. – P. 1165-1171.

298 *Global Land One-Kilometer Base Elevation (GLOBE) Digital Elevation Model.* – Boulder: NOAA, 1999. – <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globe.html>

299 Golyandina N.E., Nekrutkin V.V., Zhigljavsky A.A. *Analysis of Time Series Structure: SSA and Related Techniques.* – L.: Chapman and Hall / CRC, 2001. – 305 p.

300 Golyandina N.E., Usevich K.D., Florinsky I.V. Filtering of digital terrain models by two-dimensional singular spectrum analysis // *Int. J. Ecol. Dev.* – 2007. – V. 8. – № F07. – P. 81-94.

301 Gong J., Li Z., Zhu Q., Sui H., Zhou Y. Effects of various factors on the accuracy of DEMs: an intensive experimental investigation // *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* – 2000. – V. 66. – № 9. – P. 1113-1117.

302 Groffman P.M., Hanson G.C. Wetland denitrification: influence of site quality and relationships with wetland delineation protocols // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1997. – V. 61. – № 1. – P.

323-329.

303 Groffman P.M., Tiedje J.M. Denitrification in north temperate forest soils: relationships between denitrification and environmental factors at the landscape scales // *Soil Biol. Biochem.* – 1989. – V. 21. – № 5. – 621-626.

304 Grohmann C.H., Riccomini C., Alves F.M. SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil // *Comput. Geosci.* – 2007. – V. 33. – № 1. – P. 10-19.

305 GTOPO30, A 30-Arc Seconds Global Digital Elevation Model. – Sioux Falls: USGS EROS Data Center, 1996. – <http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/gtopo30.html>

306 Gugan D.J., Dowman I.J. Topographic mapping from SPOT imagery // *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* – 1988. – V. 54. – № 10. – P. 1409-1414.

307 Haggett P., Chorley R.J., Stoddart D.R. Scale standards in geographical research: a new measure of areal magnitude // *Nature.* – 1965. – V. 205. – № 4974. – P. 844-847.

308 Hall J.K. Digital topography and bathymetry of the area of the Dead Sea Depression // *Tectonophysics.* – 1996. – V. 266. – № 1-4. – P. 177-185.

309 Hancock G., Willgoose G. The production of digital elevation models for experimental model landscapes // *Earth Surf. Proc. Land.* – 2001. – V. 26. – № 5. – P. 475-490.

310 Haralick R. Ridges and valleys on digital images // *Comput. Vis. Graph. Image Proces.* – 1983. – V. 22. – № 10. – P. 28-38.

311 Hastings D.A., Dunbar P.K. Development and assessment of the global land one-km base elevation digital elevation model (GLOBE) // *ISPRS Arch.* – 1998. – V. 32. – № 4. – P. 218-221.

312 Heddadj D., Gascuel-Oudoux C. Topographic and seasonal variations of unsaturated hydraulic conductivity as measured by tension disc infiltrometers at the field scale // *Eur. J. Soil Sci.* – 1999. – V. 50. – № 2. – P. 275-283.

313 Heuvelink G.B.M., Burrough P.A., Stein A. Propagation of errors in spatial modelling with GIS // *Int. J. Geogr. Inf. Syst.* – 1989. – V. 3. – № 4. – P. 303-322.

314 Hewitt E., Hewitt R.E. The Gibbs-Wilbraham phenomenon: an episode in Fourier analysis // *Arch. Hist. Exact Sci.* – 1980. – V. 21. – № 1. – P. 129-160.

315 Hobbs W.H. Lineaments of Atlantic Border region // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1904. – V. 15. – P. 483-506.

316 Hodgson M.E. What cell size does the computed slope/aspect angle represent? // *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* – 1995. – V. 61. – № 5. – P. 513-517.

317 Holloway J.L. Jr. Smoothing and filtering of time series and space fields // *Adv. Geophys.* – 1958. – V. 4. – P. 351-389.

318 Horn B.K.P. Hill shading and the reflectance map // *Proc. IEEE.* – 1981. – V. 69. – № 1.

– P. 14-47.

319 Horton R.E. Erosional development of streams and their drainage basins, hydrophysical approach to quantitative morphology // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1945. – V. 56. – № 3. – P. 275-370.

320 Howard A.D. Origin of the stepped topography of the Martian poles // *Icarus.* – 1978. – V. 34. – № 3. – P. 581-599.

321 Huggett R.J. Soil landscape systems: a model of soil genesis // *Geoderma.* – 1975. – V. 13. – № 1. – P. 1-22.

322 Huggett R.J., Cheesman J. *Topography and the Environment.* – Harlow: Pearson Education, 2002. – 274 p.

323 Huising E.J., Gomes-Pereira L.M. Errors and accuracy estimates of laser data acquired by various laser scanning systems for topographic applications // *ISPRS J. Photogramm. Rem. Sens.* – 1998. – V. 53. – № 5. – P. 245-261.

324 Hunter G.J., Goodchild M.F. Dealing with error in spatial databases: a simple case study // *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* – 1995. – V. 61. – № 5. – P. 529-537.

325 Hutchinson G.L., Mosier A.R. Improved soil cover method for field measurement of nitrous oxide fluxes // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1981. – V. 45. – № 2. – P. 311-316.

326 Isaacson D.L., Ripple W.J. Comparison of 7.5-minute and 1-degree digital elevation models // *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* – 1990. – V. 56. – № 11. – P. 1523-1527.

327 Ivanov M.A. Global geological map of Venus: preliminary results // 39th Lunar and Planetary Sci. Conf., League City, 10-14 Mar. 2008. – # 1017.

328 Jakobsson M., Macnab R., Mayer L. et al. An improved bathymetric portrayal of the Arctic Ocean: implications for ocean modeling and geological, geophysical and oceanographic analyses // *Geophys. Res. Lett.* – 2008. – V. 35. – L07602.

329 Jarvis A., Rubiano J., Nelson A. et al. *Practical Use of SRTM Data in the Tropics – Comparisons with Digital Elevation Models Generated from Cartographic Data.* – Cali: CIAT, 2004. – 32 p.

330 Jenčo M. The morphometric analysis of georelief in terms of a theoretical conception of the complex digital model of georelief // *Acta Fac. Rerum Geogr.* – 1992. – № 33. – P. 133-151.

331 Jenks G.F. Generalization in statistical mapping // *Ann. Assoc. Am. Geogr.* – 1963. – V. 53. – № 1. – P. 15-26.

332 Jenny H. *Factors of Soil Formation. A System of Quantitative Pedology.* – N.Y.: McGraw Hill, 1941. – 281 p.

333 Jensen J.R. Issues involving the creation of digital elevation models and terrain corrected orthoimagery using soft-copy photogrammetry // *Geocarto Int.* – 1995. – V. 10. – № 1. – P. 5-21.

334 Jenson S.K., Domingue J.Q. Extracting topographic structure from digital elevation data

for geographic information system analysis // Photogramm. Eng. Rem. Sens. – 1988. – V. 54. – № 11. – P. 1593-1600.

335 Jerri A.J. The Gibbs Phenomenon in Fourier Analysis, Splines and Wavelet Approximation. – Boston: Kluwer, 1998. – 336 p.

336 Johansson M. Analysis of digital elevation data for palaeosurfaces in south-western Sweden // Geomorphology. – 1999. – V. 26. – № 4. – P. 279-295.

337 Jones R. Algorithms for using a DEM for mapping catchment areas of stream sediment samples // Comput. Geosci. – 2002. – V. 28. – № 9. – P. 1051-1060.

338 Jordan G. Adaptive smoothing of valleys in DEMs using TIN interpolation from ridge-line elevations: an application to morphotectonic aspect analysis // Comput. Geosci. – 2007. – V. 33. – № 4. – P. 573-585.

339 Keller E.A. Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes // Active Tectonics. – Washington: National Academy Press, 1986. – P. 136-147.

340 Kerrich R. Fluid transport in lineaments // Philos. Trans. Roy. Soc. A. – 1986. – V. 317. – № 1539. – P. 219-251.

341 Kershaw K.A., Looney J.H.H. Quantitative and Dynamic Plant Ecology. – 3rd ed. – L.: Arnold, 1985. – 282 p.

342 Khalil M.A.K., Rasmussen R.A. The global sources of nitrous oxide // J. Geophys. Res. – 1992. – V. 97. – № D13. – P. 14651-14660.

343 King D., Bourennane H., Isambert M., Macaire J.J. Relationship of the presence of a non-calcareous clay-loam horizon to DEM attributes in a gently sloping area // Geoderma. – 1999. – V. 89. – № 1-2. – P. 95-111.

344 Kirkby M.J., Chorley R.J. Throughflow, overland flow and erosion // Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol. – 1967. – V. 12. – № 3. – P. 5-21.

345 Klemeš V. Conceptualization and scale in hydrology // J. Hydrol. – 1983. – V. 65. – № 1-3. – P. 1-23.

346 Klinkenberg B. Fractals and morphometric measures: is there a relationship? // Geomorphology. – 1992. – V. 5. – № 1/2. – P. 5-20.

347 Knetsch G. Über ein Struktur-Experiment an einer Kugel und Beziehungen zwischen Gross-Lineamenten und Pol-Lagen in der Erdschichte // Geol. Rundsch. – 1965. – Bd. 54. – H. 1. – P. 523-548.

348 Koenderink J.J., van Doorn A.J. Local features of smooth shapes: ridges and courses // Proc. SPIE. – 1993. – V. 2013. – P. 2-13.

349 Kraus K. Visualization of the quality of surfaces and their derivatives // Photogramm. Eng. Rem. Sens. – 1994. – V. 60. – № 4. – P. 457-462.

- 350 Krcho J. Morphometric analysis of relief on the basis of geometric aspect of field theory // *Acta Geogr. Univer. Comen. Geogr.-Phys.* – 1973. – № 1. – P. 7-233.
- 351 Krcho J. Teoretická koncepcia a interdisciplinárne aplikácie komplexného digitálneho modelu reliéfu pri modelovaní dvojdimenzionálnych polí // *Geogr. Čas.* – 1983. – V. 35. – № 3. – P. 265-291.
- 352 Kumler M.P. An intensive comparison of triangulated irregular networks (TINs) and digital elevation models (DEMs) // *Cartographica.* – 1994. – V. 31. – № 2. – P. 1-99.
- 353 Lanyon L.E., Hall G.F. Land surface morphology: 2. Predicting potential landscape instability in eastern Ohio // *Soil Sci.* – 1983. – V. 136. – № 6. – P. 382-386.
- 354 Lawrence G.R.P. *Cartographic Methods.* – L.: Methuen, 1971. – 162 p.
- 355 Lea N.L. An aspect driven kinematic routing algorithm // *Overland Flow: Hydraulics and Erosion Mechanics.* – N.Y.: Chapman and Hall, 1992. – P. 393-407.
- 356 Lehmann J.G. *Die Lehre der Situation-Zeichnung, oder Anweisung zum richtigen Erkennen und genauen Abbilden der Erdoberfläche in topographischen Karten und Situation-Planen.* – 2nd ed. – Dresden: Arnoldische Buchhandlung, 1816. – 60 p. (Имеется перевод: О ситуации или руководство к правильному изображению земной поверхности на топографических картах и планах. Извлечение из сочинений Лемана. – СПб., 1831. – 74 с.)
- 357 Leigh C.L., Kidner D.B., Thomas M.C. Use of LiDAR in digital surface modelling: issues and errors // *Trans. GIS.* – 2009. – V. 13. – № 4. – P. 345-361
- 358 Lemmens M.J.P.M. Quality description problems of blindly sampled DEMs // *Proc. Int. Symp. Spatial Data Quality '99.* – Hong Kong: Hong Kong Polytechnic Univ., 1999. – P. 210-218.
- 359 Levin S.A. The problems of pattern and scale in ecology // *Ecology.* – 1992. – V. 73. – № 6. – P. 1943-1967.
- 360 Li Z. A comparative study of the accuracy of digital terrain models (DTMs) based on various data models // *ISPRS J. Photogramm. Rem. Sens.* – 1994. – V. 49. – № 1. – P. 2-11.
- 361 Li Z., Zhu Q., Gold C. *Digital Terrain Modeling: Principles and Methodology.* – N.Y.: CRC Press, 2005. – 323 p.
- 362 Liang C., Mackay D.S. A general model of watershed extraction and representation using globally optimal flow paths and up-slope contributing areas // *Int. J. Geogr. Inf. Sci.* – 2000. – V. 14. – № 4. – P. 337-358.
- 363 Lloyd C.D., Atkinson P.M. Deriving ground surface digital elevation models from LiDAR data with geostatistics // *Int. J. Geogr. Inf. Sci.* – 2006. – V. 20. – № 5. – P. 535-563.
- 364 López A.M., Lumbreras F., Serrat J. Creaseness from level set extrinsic curvature // *Lect. Notes Comput. Sci.* – 1998. – V. 1407. – P. 156-169.
- 365 MacMillan R.A., Pettapiece W.W. Soil landscape models: automated landscape charac-

terization and generation of soil-landscape models. – Tech. Bull. № 1997-1E. – Lethbridge: Agriculture and Agri-Food Canada, 1997. – 75 p.

366 Makarovič B. Progressive sampling for digital terrain models // ITC J. – 1973. – № 3. – P. 397-416.

367 Makarovič B. Composite sampling for digital terrain models // ITC J. – 1977. – № 3. – P. 406-433.

368 Manning G.R. Relations between spatial variability of soil properties and grain yield response to nitrogen fertilizer in a variable Manitoba soil-landscape. – M.Sc. Thesis. – Winnipeg: Univ. Manitoba, 1999. – 280 p.

369 Mark D.M. Computer analysis of topography: a comparison of terrain storage methods // Geogr. Ann. A. – 1975. – V. 57. – № 3-4. – P. 179-188.

370 Mark D.M. Geomorphometric parameters: a review and evaluation // Geogr. Ann. A. – 1975. – V. 57. – № 3-4. – P. 165-177.

371 Mark D.M. Phenomenon-based data-structuring and digital terrain modelling // Geo-Processing. – 1979. – V. 1. – № 1. – P. 27-36.

372 Martz L.W., de Jong E. CATCH: a Fortran program for measuring catchment area from digital elevation models // Comput. Geosci. – 1988. – V. 14. – № 5. – P. 627-640.

373 Maxwell J.C. On hills and dales // London Edinburgh Dublin Philos. Mag. J. Sci., Ser. 4. – 1870. – V. 40. – № 269. – P. 421-427.

374 McArthur D.E., Fuentes R.W., Devarajan V. Generation of hierarchical multiresolution terrain databases using wavelet filtering // Photogramm. Eng. Rem. Sens. – 2000. – V. 66. – № 3. – P. 287-295.

375 McBratney A.B., Mendonça Santos M.L., Minasny B. On digital soil mapping // Geoderma. – 2003. – V. 117. – № 1-2. – P. 3-52.

376 McCullagh M.J. Creation of smooth contours over irregularly distributed data using local surface patches // Geogr. Anal. – 1981. – V. 13. – № 1. – P. 51-63.

377 McCullagh M.J. Terrain and surface modelling systems: theory and practice // Photogramm. Rec. – 1988. – V. 12. – № 72. – P. 747-779.

378 McKenzie N.J., Ryan P.J. Spatial prediction of soil properties using environmental correlation // Geoderma. – 1999. – V. 89. – № 1-2. – P. 67-94.

379 McMahon M.J., North C.P. Three-dimensional integration of remotely sensed geological data: a methodology for petroleum exploration // Photogramm. Eng. Rem. Sens. – 1993. – V. 59. – № 8. – P. 1251-1256.

380 McMahon S. Influence of long-term hydrologic regime, as indicated by landscape position, on soil denitrifier populations. – B.Sc. Thesis. – Winnipeg: Univ. Manitoba, 2001. – 82 p.

- 381 Mead R. A test for spatial pattern at several scales using data from a grid of contiguous quadrates // *Biometrics*. – 1974. – V. 30. – № 2. – P. 295-307.
- 382 Meixner F.X., Eugster W. Effects of landscape pattern and topography on emissions and transport // *Integrating Hydrology, Ecosystem Dynamics, and Biogeochemistry in Complex Landscapes*. – Chichester: Wiley, 1999. – P. 147-175.
- 383 Miller C.L., Leflamme R.A. The digital terrain model – theory and application // *Photogramm. Eng.* – 1958. – V. 24. – № 3. – P. 433-442.
- 384 Minár J., Evans I.S. Elementary forms for land surface segmentation: the theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping // *Geomorphology*. – 2008. – V. 95. – № 3-4. – P. 236-259.
- 385 Mitášová H., Mitáš L. Interpolation by regularized spline with tension: I. Theory and implementation // *Math. Geol.* – 1993. – V. 25. – № 6. – P. 641-655.
- 386 Moody J.D. Crustal shear patterns and orogenesis // *Tectonophysics*. – 1966. – V. 3. – № 6. – P. 479-522.
- 387 Mooney W., Laske G., Master T. CRUST 5.1: a global crustal model at 5×5 // *J. Geophys. Res.* – 1998. – V. 103. – № B1. – P. 727-747.
- 388 Moore I.D., Gessler P.E., Nielsen G.A., Peterson G.A. Soil attribute prediction using terrain analysis // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1993. – V. 57. – № 2. – P. 443-452.
- 389 Moore I.D., Grayson R.B., Ladson A.R. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications // *Hydrol. Process.* – 1991. – V. 5. – № 1. – P. 3-30.
- 390 Moore I.D., Mackay S.M., Wallbrink P.J. et al. Hydrologic characteristics and modelling of a small forested catchment in southeastern New South Wales. Pre-logging condition // *J. Hydrol.* – 1986. – V. 83. – № 3/4. – P. 307-335.
- 391 Moore R.F., Simpson C.J. Image analysis – a new aid in morphotectonic studies // *Proc. 17th Int. Symp. Remote Sensing Envir., Ann Arbor, 9-13 May 1983, V. 3.* – Ann Arbor: Envir. Res. Inst. Michigan, 1983. – P. 991-1002.
- 392 Morris K. Using knowledge-base rules to map the three-dimensional nature of geological features // *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* – 1991. – V. 57. – № 9. – P. 1209-1216.
- 393 Mueller-Dombois D., Ellenberg H. *Aims and Methods of Vegetation Ecology*. – N.Y.: Wiley, 1974. – 547 p.
- 394 Murray R.E., Parsons L.L, Smith M.S. Kinetics of nitrate utilization by mixed populations of denitrifying bacteria // *Appl. Environ. Microb.* – 1989. – V. 55. – № 3. – P. 717-721.
- 395 O’Callaghan J.F., Mark D.M. The extraction of drainage networks from digital elevation data // *Comput. Vis. Graph. Image Proces.* – 1984. – V. 28. – № 3. – P. 323-344.
- 396 O’Driscoll E.S.T. The double helix in global tectonics // *Tectonophysics*. – 1980. – V.

63. – № 1-4. – P. 397-417.

397 O’Leary D.W., Friedman J.D., Pohn H.A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1976. – V. 87. – № 10. – P. 1463-1469.

398 O’Loughlin E.M. Saturation regions in catchments and their relations to soil and topographic properties // *J. Hydrol.* – 1981. – V. 53. – № 3-4. – P. 229-246.

399 Odeh I.O.A., Chittleborough D.J., McBratney A.B. Elucidation of soil-landform interrelationships by canonical ordination analysis // *Geoderma.* – 1991. – V. 49. – № 1-2. – P. 1-32.

400 Odeh I.O.A., McBratney A.B., Chittleborough D.J. Spatial prediction of soil properties from landform attributes derived from a digital elevation model // *Geoderma.* – 1994. – V. 63. – № 3-4. – P. 197-214.

401 Oliver M.A., Webster R. Combining nested and linear sampling for determining the scale and form of spatial variation of regionalized variables // *Geogr. Anal.* – 1986. – V. 18. – № 3. – P. 227-242.

402 Ollier C. *Tectonics and Landforms.* – L.: Longman, 1981. – 324 p. (Имеется перевод: Оллиер К. Тектоника и рельеф. – М.: Недра, 1984. – 460 с.)

403 Onorati G., Poscolieri M., Ventura R. et al. The digital elevation model of Italy for geomorphology and structural geology // *Catena.* – 1992. – V. 19. – № 2. – P. 147-178.

404 Parsons L.L., Murray R.E., Smith M.S. Soil denitrification dynamics: spatial and temporal variations of enzyme activity, populations, and nitrogen gas loss // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1991. – V. 55. – № 1. – P. 90-95.

405 Payne W.J. *Denitrification.* – N.Y.: Wiley, 1981. – 214 p.

406 Penck W. *Die Morphologische Analyse. Ein Kapitel der Physikalischen Geologie.* – Stuttgart: J. Engelhorn’s Nachfolger, 1924. – 283 p. (Имеется перевод: Пенк В. Морфологический анализ. – М.: Географгиз, 1961. – 360 с.)

407 Pennock D.J., van Kessel C., Farrel R.E., Sutherland R.A. Landscape-scale variations in denitrification // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1992. – V. 56. – № 3. – P. 770-776.

408 Pennock D.J., Zebarth B.J., de Jong E. Landform classification and soil distribution in hummocky terrain, Saskatchewan, Canada // *Geoderma.* – 1987. – V. 40. – № 3-4. – P. 297-315.

409 Pettengill G.H., Ford P.G., Johnson W.T.K. et al. Magellan: radar performance and data products // *Science.* – 1991. – V. 252. – № 5003. – P. 260-265.

410 Peucker T.K., Fowler R.J., Little J.J., Mark D.M. The triangulated irregular network // *Proc. Symp. Digital Terrain Models, St. Louis, 9-11 May 1978.* – Falls Church: Am. Soc. Photogramm., 1978. – P. 516-540.

411 Phillips J.D. The role of spatial scale in geomorphic systems // *Geogr. Anal.* – 1988. – V. 20. – № 4. – P. 308-317.

- 412 Pike R.J. A bibliography of terrain modeling (geomorphometry), the quantitative representation of topography, Suppl. 4.0. Open-file Rep. 02-465. – Menlo Park: USGS, 2002. – 157p.
- 413 Quinn P.F., Beven K.J. Spatial and temporal prediction of soil moisture dynamics, runoff, variable source areas and evapotranspiration for Plynlimon, Mid-Wales // *Hydrol. Process.* – 1993. – V. 7. – № 4. – P. 425-448.
- 414 Quinn P.F., Beven K.J., Chevallier P., Planchon O. The prediction of hillslope flowpaths for distributed modelling using digital terrain models // *Hydrol. Process.* – 1991. – V. 5. – № 1. – P. 59-80.
- 415 Quinn P., Beven K., Lamb R. The $\ln(a/\tan\beta)$ index: how to calculate it and how to use it within the TOPMODEL framework // *Hydrol. Process.* – 1995. – V. 9. – № 2. – P. 161-182.
- 416 Rabus B., Eineder M., Roth A., Bamler R. The Shuttle Radar Topography Mission – a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar // *ISPRS J. Photogramm. Rem. Sens.* – 2003. – V. 57. – № 4. – P. 241-262.
- 417 Rance H. Major lineaments and torsional deformation of the earth // *J. Geophys. Res.* – 1967. – V. 72. – № 8. – P. 2213-2217.
- 418 Rance H. Plastic flow and fracture in a torsionally stressed planetary sphere // *J. Math. Mech.* – 1968. – V. 17. – № 10. – P. 953-974.
- 419 Rance H. Lineaments and torsional deformation of the earth: Indian ocean // *J. Geophys. Res.* – 1969. – V. 74. – № 12. – P. 3271-3272.
- 420 Raupach M.R., Finnigan J.J. The influence of topography on meteorological variables and surface-atmosphere interactions // *J. Hydrol.* – 1997. – V. 190. – № 3-4. – P. 182-213.
- 421 Rhind D.W. Automated contouring – an empirical evaluation of some differing techniques // *Cartogr. J.* – 1971. – V. 8. – № 2. – P. 145-158.
- 422 Richards F.B. A Gibbs phenomenon for spline functions // *J. Approx. Theory.* – 1991. – V. 66. – № 3. – P. 334-351.
- 423 Rieger W. Accuracy of slope information derived from DEM-data // *Int. Arch. Photogramm. Rem. Sens.* – 1996. – V. 31. – Pt. B4. – Commis. IV. – P. 690-695.
- 424 Rieger W. A phenomenon-based approach to upslope contributing area and depressions in DEMs // *Hydrol. Process.* – 1998. – V. 12. – № 6. – P. 857-872.
- 425 Robinson J.E., Charlesworth H.A.K., Ellis M.J. Structural analysis using spatial filtering in Interior Plains of south-central Alberta // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* – 1969. – V. 53. – № 11. – P. 2341-2367.
- 426 Rosenberg P. Information theory and electronic photogrammetry // *Photogramm. Eng.* – 1955. – V. 21. – № 4. – P. 543-555.
- 427 Rosenfeld A., Kak A.C. *Digital Picture Processing.* – 2nd ed. – N.Y.: Academic Press,

1982. – V. 1. – 435 p.; V. 2. – 349 p.

428 Ryan C., Boyd M. CatchmentSIM: a new GIS tool for topographic geo-computation and hydrologic modelling // Proc. 28th Int. Hydrol. Water Resour. Symp., Wollongong, 10-14 Nov. 2003, V. 1. – Barton: Institution of Engineers Australia, 2003. – P. 35-42.

429 Sahr K., White D., Kimerling A.J. Geodesic discrete global grid systems // Cartogr. Geogr. Inf. Sci. – 2003. – V. 30. – № 2. – P. 121-134.

430 Sandwell D.T., Smith W.H.F. Bathymetric estimation // Satellite Altimetry and Earth Sciences. – San Diego: Academic Press, 2001. – P. 441-458.

431 Sasowsky K.C., Petersen G.W., Evans B.M. Accuracy of SPOT digital elevation model and derivatives: utility for Alaska's North Slope // Photogramm. Eng. Rem. Sens. – 1992. – V. 58. – № 6. – P. 815-824.

432 Schmidt J., Evans I.S., Brinkmann J. Comparison of polynomial models for land surface curvature calculation // Int. J. Geogr. Inf. Sci. – 2003. – V. 17. – № 8. – P. 797-814.

433 Schowengerdt R.A., Glass C.E. Digitally processed topographic data for regional tectonic evaluations // Geol. Soc. Am. Bull. – 1983. – V. 94. – № 4. – P. 549-556.

434 Schut G.H. Review of interpolation methods for digital terrain models // Can. Surv. – 1976. – V. 30. – № 5. – P. 389-412.

435 Scott D.H., Carr M.H. Geologic Map of Mars, I-1083. Scale 1 : 25 000 000. – Reston: USGS, 1978.

436 Scull P., Franklin J., Chadwick O.A., McArthur D. Predictive soil mapping: a review // Prog. Phys. Geogr. – 2003. – V. 27. – № 2. – P. 171-197.

437 Semenov A.M., van Bruggen A.H.C., Zelenev V.V. Moving waves of bacterial populations and total organic carbon along roots of wheat // Microb. Ecol. – 1999. – V. 37. – № 2. – P. 116-128.

438 Shary P.A. Land surface in gravity points classification by complete system of curvatures // Math. Geol. – 1995. – V. 27. – № 3. – P. 373-390.

439 Shary P.A. Variables of geomorphometry: the current state-of-art // Proc. Int. Symp. Terrain Analysis and Digital Terrain Modelling, Nanjing, 23-25 Nov. 2006. – Nanjing: Nanjing Normal Univ., 2006. – 17 p. (CD-ROM).

440 Shary P.A., Sharaya L.S., Mitusov A.V. Fundamental quantitative methods of land surface analysis // Geoderma. – 2002. – V. 107. – № 1-2. – P. 1-32.

441 Sinai G., Zaslavsky D., Golany P. The effect of soil surface curvature on moisture and yield – Beer Sheva observation // Soil Sci. – 1981. – V. 132. – № 5. – P. 367-375.

442 Sjogren W.L. Magellan Spherical Harmonic and Gravity Map Data V1.0, MGN-V-RSS-5-GRAVITY-L2-V1.0. – NASA Planetary Data System, 1997. – <http://pds-geosciences.wustl.edu/>

missions/magellan/shadr_topo_grav/index.htm

443 Skidmore A.K. A comparison of techniques for calculation gradient and aspect from a gridded digital elevation model // *Int. J. Geogr. Inf. Syst.* – 1989. – V. 3. – № 4. – P. 323-334.

444 Skidmore A.K. Terrain position as mapped from a gridded digital elevation model // *Int. J. Geogr. Inf. Syst.* – 1990. – V. 4. – № 1. – P. 33-49.

445 Slemmons D.B., Depolo C.M. Evaluation of active faulting and associated hazards // *Active Tectonics.* – Washington: National Academy Press, 1986. – P. 45-62.

446 Smith B., Sandwell D. Accuracy and resolution of Shuttle Radar Topography Mission data // *Geophys. Res. Lett.* – 2003. – V. 30. – № 9. – P. 1467.

447 Smith D.E. MGS MOLA Mission Experiment Gridded Data Record, MGS-M-MOLA-5-MEGDR-L3-V1.0. – NASA Planetary Data System, 2003. – <http://pds-geosciences.wustl.edu/missions/mgs/megdr.html>

448 Smith D.E., Zuber M.T., Neumann G.A., Lemoine F.G. Topography of the Moon from the Clementine lidar // *J. Geophys. Res.* – 1997. – V. 102. – № E1. – P. 1591-1611.

449 Smith D.E., Zuber M.T., Solomon S.C. et al. The global topography of Mars and implications for surface evolution // *Science.* – 1999. – V. 284. – № 5419. – P. 1495-1503.

450 Smith W.H.F. On the accuracy of digital bathymetric data // *J. Geophys. Res.* – 1993. – V. 98. – № B6. – P. 9591-9603.

451 *Soil Sampling and Methods of Analysis* / Carter M.R. (Ed.). – Boca Raton: Lewis, 1993. – 823 p.

452 Speight J.G. A parametric approach to landform regions // *Progress in Geomorphology.* – L.: Inst. British Geographers, 1974. – P. 213-230.

453 Speight J.G. The role of topography in controlling throughflow generation: a discussion // *Earth Surf. Process.* – 1980. – V. 5. – № 2. – P. 187-191.

454 Spooner C.S. Jr., Dossi S.W., Misulia M.G. Let's go over the hill – potential benefits of profile scanning the stereo-model // *Photogramm. Eng.* – 1957. – V. 23. – № 5. – P. 909-920.

455 SRTM3 Version 2. – NASA, 2003. – <ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm/version2/SRTM3/>

456 Stefanovic P., Radwan M.M., Tempfli K. Digital terrain models: data acquisition, processing and applications // *ITC Journal.* – 1977. – № 1. – P. 61-76.

457 Steward H.J. Cartographic generalisation: some concepts and explanation // *Cartographica.* – 1974. – V. 11. – 78 p.

458 Strahler A.N. Quantitative slope analysis // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1956. – V. 67. – № 5. – P. 571-596.

459 Svetlitchnyi A.A., Plotnitskiy S.V., Stepovaya O.Y. Spatial distribution of soil moisture content within catchments and its modelling on the basis of topographic data // *J. Hydrol.* – 2003. –

V. 277. – № 1-2. – P. 50-60.

460 Tabor R.W. Changing concepts of geologic structure and the problem of siting nuclear reactors: examples from Washington State // *Geology*. – 1986. – V. 14. – № 9. – P. 738–742.

461 Terrain Analysis: Principles and Applications / Wilson J.P., Gallant J.C. (Eds.). – N.Y.: Wiley, 2000. – 479 p.

462 Thiessen R.L., Soofi K., Sheline H. A new expandable detector applied to digital topography and TM image data in support of petroleum exploration // *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* – 1994. – V. 60. – № 1. – P. 77-85.

463 Thompson J.C., Moore R.D. Relations between topography and water table depth in a shallow forest soil // *Hydrol. Process.* – 1996. – V. 10. – № 11. – P. 1513-1525.

464 Tiedje J.M. Denitrifiers // *Methods of Soil Analysis, Pt. 2.* – Madison: SSSA, 1994. – P. 245-267.

465 Tobler W.R. Geographical filters and their inverses // *Geogr. Anal.* – 1969. – V. 1. – № 3. – P. 234-253.

466 Tooth S. Virtual globes: a catalyst for the re-enchantment of geomorphology? // *Earth Surf. Proc. Land.* – 2006. – V. 31. – № 9. – P. 1192-1194.

467 Toutin T. DTM generation from Ikonos in-track stereo images using a 3D physical model // *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* – 2004. – V. 70. – № 6. – P. 695-702.

468 Trangmar B.B., Yost R.S., Wade M.K. et al. Spatial variation of soil properties and rice yield on recently cleared land // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1987. – V. 51. – № 3. – P. 668-674.

469 Tribe A. Automated recognition of valley lines and drainage networks from grid digital elevation models: a review and a new method // *J. Hydrol.* – 1992. – V. 139. – № 1-2. – P. 263-293.

470 Trifonov V.G. World map of active faults (preliminary results of studies) // *Quatern. Int.* – 1995. – V. 25. – № 1. – P. 3-12.

471 Troeh F.R. Landform parameters correlated to soil drainage // *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* – 1964. – V. 28. – № 6. – P. 808-812.

472 Van Kessel C., Pennock D.J., Farrel R.E. Seasonal variations in denitrification and nitrous oxide evolution // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1993. – V. 57. – № 4. – P. 988-995.

473 Van Niel K.P., Laffan S.W., Lees B.G. Effect of error in the DEM on environment variables for predictive vegetation modelling // *J. Veg. Sci.* – 2004. – V. 15. – № 6. – P. 747-756.

474 Vening Meinesz F.A. Shear patterns of the Earth's crust // *Trans. Am. Geophys. Union.* – 1947. – V. 28. – № 1. – P. 1-61.

475 Veregin H. The effects of vertical error in digital elevation models on the determination of flow-path direction // *Cartogr. Geogr. Inf. Syst.* – 1997. – V. 24. – № 2. – P. 67-79.

476 Wagenet R.J. Scale issues in agroecological research chains // *Nutr. Cycl. Agroecosys.* –

1998. – V. 50. – № 1-3. – P. 23-34.

477 Walker P.H., Hall G.F., Protz R. Relation between landform parameters and soil properties // *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* – 1968. – V. 32. – № 1. – P. 101-104.

478 Wallace R.E. Overview and recommendations // *Active Tectonics.* – Washington: National Academy Press, 1986. – P. 3-19.

479 Warner W.S. Mapping a three-dimensional soil surface with hand-held 35 mm photography // *Soil Till. Res.* – 1995. – V. 34. – № 3. – P. 187-197.

480 Watson D. *Contouring: A Guide to the Analysis and Display of Spatial Data.* – Oxford: Pergamon, 1992. – 340 p.

481 Webster E.A., Hopkins D.W. Contributions from different microbial processes to N₂O emission from soil under different moisture regimes // *Biol. Fert. Soils.* – 1996. – V. 22. – № 4. – P. 331-335.

482 Wegener A. *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane.* – Braunschweig: Samml. Vieweg, 1915. – 94 p. (Имеется перевод: Вегенер А. Происхождение континентов и океанов. – Л.: Наука, 1984. – 284 с.)

483 Wehr A., Lohr U. Airborne laser scanning – an introduction and overview // *ISPRS J. Photogramm. Rem. Sens.* – 1999. – V. 54. – № 2-3. – P. 68-82.

484 Weibel R., Brändli M. Adaptive methods for the refinement of digital terrain models for geomorphometric applications // *Z. Geomorph.* – 1995. – Suppl. 101. – P. 13-30.

485 Weijermars R. The polar spirals of Mars may be due to glacier surges deflected by Coriolis forces // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1985/86. – V. 76. – № 3-4. – P. 227-240.

486 Welch R., Jordan T., Lang H., Murakami H. ASTER as a source for topographic data in the late 1990's // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* – 1998. – V. 36. – № 4. – P. 1282-1289.

487 Western A.W., Grayson R.B., Blöschl G. et al. Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices // *Water Resour. Res.* – 1999. – V. 35. – № 3. – P. 797-810.

488 Whetter D.A. Solute redistribution as influenced by soil properties in relation to landscape morphology in a glacial till landscape in Manitoba. – M.Sc. Thesis. – Winnipeg: Univ. Manitoba, 2004. – 281 p.

489 Whetter D.A., Bullock P.R., Eilers R.G. Long-term redistribution in relation to landscape morphology and soil distribution in a variable glacial till landscape // *Can. J. Soil Sci.* – 2006. – V. 86. – № 5. – P. 827-840.

490 Wieczorek M.A. Gravity and topography of the terrestrial planets // *Treatise on Geophysics*, V. 10. – Amsterdam: Elsevier, 2007. – P. 165-206.

491 Wilson J.P., Spangrud D.J., Nielsen G.A. et al. Global positioning system sampling intensity and pattern effects on computed topographic attributes // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1998. – V.

62. – № 5. – P. 1410-1417.

492 Wise S. Assessing the quality for hydrological applications of digital elevation models derived from contours // *Hydrol. Process.* – 2000. – V. 14. – № 11-12. – P. 1909-1929.

493 Wolock D.M., Price C.V. Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topography-based watershed model // *Water Resour. Res.* – 1994. – V. 30. – № 11. – P. 3041-3052.

494 Wood E.F., Sivapalan M., Beven K.J. Similarity and scale in catchment storm response // *Rev. Geophys.* – 1990. – V. 28. – № 1. – P. 1-18.

495 Wood E.F., Sivapalan M., Beven K.J., Band L. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling // *J. Hydrol.* – 1988. – V. 102. – № 1-4. – P. 29-47.

496 Wood J.D. The geomorphological characterisation of digital elevation models. – Ph.D. Thesis. – Leicester: Univ. Leicester, 1996. – 193 p.

497 Wood J.D., Fisher P.F. Assessing interpolation accuracy in elevation models // *IEEE Comput. Graph. Appl.* – 1993. – V. 13. – № 2. – P. 48-56.

498 Young A. Slopes. – Edinburgh: Oliver and Boyd, 1972. – 288 p.

499 Young T. An essay on the cohesion of fluids // *Philos. Trans. Roy. Soc. I.* – 1805. – V. 95. – P. 65-87.

500 Zaslavsky D., Rogowski A.S. Hydrologic and morphologic implications of anisotropy and infiltration in soil profile development // *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* – 1969. – V. 33. – № 4. – P. 594-599.

501 Zebker H., Werner C., Rosen P., Hensley S. Accuracy of topographic maps derived from ERS-1 interferometric radar // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* – 1994. – V. 32. – № 4. – P. 823-836.

502 Zevenbergen L.W., Thorne C.R. Quantitative analysis of land surface topography // *Earth Surf. Proc. Land.* – 1987. – V. 12. – № 1. – P. 47-56.

503 Zhou Q., Liu X. Error analysis on grid-based slope and aspect algorithms // *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* – 2004. – V. 70. – № 8. – P. 957-962.

504 Zibilske L.M. Carbon mineralization // *Methods of Soil Analysis, Pt. 2.* – Madison: SSSA, 1994. – P. 835-863.

505 Zuber M.T. Clementine Lunar Topography V1.0, CLEM1-L-LIDAR-5-TOPO-V1.0. – NASA Planetary Data System, 1996. – <http://pds-geosciences.wustl.edu/missions/clementine/grav-topo.html>

506 Zvyagintsev D.G. Vertical distribution of microbial communities in soils // *Beyond the Biomass: Compositional and Functional Analysis of Soil Microbial Communities.* – Chichester: Wiley, 1994. – P. 29-37.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОГРАММЫ LANDLORD

В настоящее время существует несколько программ для персональных компьютеров, которые предназначены для математико-картографического моделирования рельефа, например, Аналитическая ГИС Эко (разработчик П.А.Шарый), Landsurf (разработчик J.Wood) и CatchmentSIM [428]. Создание всех подобных программ было связано с конкретными исследовательскими задачами их разработчиков. Поэтому, функциональные возможности этих программ далеко не универсальны и сильно различаются. В задачи автора диссертации не входил обзор программных продуктов для моделирования рельефа; заинтересованный читатель может найти соответствующую информацию, например, в книге [294].

Программа LandLord предназначена для математико-картографического моделирования рельефа в исследовательских целях. В настоящее время LandLord включает два модуля: расчетный модуль LandLord 4.0 и вьювер LandLord Viewer 1.3.

В LandLord 4.0 исходными данными являются ЦМБ, заданные на квадратных сетках и на сетках сфероидических трапеций.

ЦМБ представляются как бинарные и текстовые файлы (форматы LandLord *.REG и *.RGC, соответственно). Предусмотрен также импорт ЦМБ:

- Импорт ЦМБ программы Surfer (бинарные файлы *.GRD);
- Импорт (фрагментов) бинарных файлов глобальных ЦМБ Земли ETOPO2, GTOPO30, GLOBO, SRTM3, а также планетарных ЦМБ из цифровых архивов NASA.

LandLord 4.0 позволяет проводить следующие операции:

– Вычисление цифровых моделей локальных морфометрических характеристик. Для этих целей могут быть использованы четыре метода, работающие на квадратной сетке: метод Эванса (п. 1.1.4.2), метод Зевенбергена–Торна [502], метод Шарого [438] и авторский метод (разд. 2.1). Другой авторский метод (разд. 2.2) используется для расчетов цифровых моделей локальных морфометрических характеристик на сетке сфероидических трапеций. С помощью этих методов могут быть получены цифровые модели следующих характеристик, описывающих локальную геометрию рельефа:

- 1) Все величины, входящие в полную систему кривизн (подразд. 1.1.4);
 - 2) Другие локальные характеристики рельефа: крутизна и ориентация склона, освещенность, ротор, кривизна горизонтали, производящая функция и др.;
 - 3) Модели сегментации ландшафта с использованием концепции зон относительной аккумуляции, модели Ефремова–Крхо (подразд. 1.1.8) и др.;
 - 4) Альбедо (модели Ламберта, Ломмеля–Зеелигера и др.);
- Расчет цифровых моделей нелокальных морфометрических характеристик. На квад-

ратной сетке нелокальные характеристики рассчитываются по методу Мартца – де Янга (п. 1.1.5.1). Этот метод, адаптированный автором к геометрии сетки сфероидических трапеций (подразд. 2.2.3), используется для работы с ЦМВ на сетках сфероидических трапеций. Могут быть рассчитаны следующие характеристики рельефа:

- 1) Минимальная и максимальная (удельная) водосборная площадь;
 - 2) Минимальная и максимальная (удельная) дисперсивная площадь;
 - 3) Минимальный и максимальный топографический индекс;
 - 4) Минимальный и максимальный индекс мощности потоков.
- Сглаживание ЦМР на квадратной сетке и сетке сфероидических трапеций:
- 1) Сглаживание взвешенным скользящим средним;
 - 2) «Засыпание» депрессий по методу Мартца – де Янга (п. 1.1.5.1).
- Некоторые математические операции: сложение, вычитание, умножение, деление, логарифмирование, возведение в степень, а также оценка площади и объема.
- Статистика:
- 1) Расчет цифровых моделей природных характеристик, получаемых на основе множественных линейных регрессий с использованием ЦМР в качестве предикторов;
 - 2) Оценка средней квадратической ошибки расчета всех параметров, входящих в полную систему кривизн, крутизны, экспозиции, кривизны горизонтали и ротора. Расчеты проводятся на квадратной сетке и сетке сфероидических трапеций.
- Экспорт ЦМВ из форматов *.REG и *.RGC в обычный текстовый файл, текстовый формат ArcInfo *.ASC и бинарный формат Surfer *.GRD.

LandLord Viewer 1.3 позволяет проводить визуализацию ЦМР с использованием нескольких цветных и черно-белых палитр с использованием формата *.REG. Все иллюстрации в диссертации созданы с помощью этого вьювера (если не указана иная программа).

Программа LandLord работает на 32-битных персональных компьютерах в операционных системах Windows 95/98/2000/NT/XP. ОЗУ не менее 24 Мбайт, экран более 256 цветов при разрешении не менее 600 × 800 пикселей. Размер программы ~760 Кбайт.

Ранние (1993–2001 гг.) версии расчетных модулей LandLord были написаны на языке C и Delphi группой программистов под руководством автора диссертации [152]. В разные годы в группу входили Т.И.Грохлина, Н.Л.Михайлова (ИМПБ РАН) и П.В.Козлов (ЦВ «Протек»). Вьювер LandLord Viewer 1.3 написан на языке C++ Г.Л.Андриенко (ИМПБ РАН) и Н.В.Андриенко (ПушГУ) при участии автора. С 2002 г. разработка программы осуществляется автором. Им написан на языке Delphi и отлажен расчетный модуль LandLord 4.0. Число строк кода составляет 9824.