



# ЭРОЗИЯ ПОЧВ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

# SOIL EROSION AND RIVER CHANNEL PROCESSES

№ 3

июль – сентябрь 2025 г.

No. 3  
July – September 2025

УДК 911

ББК 26.8

Э 81

**ЭРОЗИЯ ПОЧВ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ.** М. – 2025. – № 3. – 70 с.

Журнал освещает вопросы исследования:

- теоретических и экспериментальных механизмов эрозионных и русловых процессов;
- проявления эрозии и русловых процессов в различных природных и природно-антропогенных условиях;
- формирования и движения речных наносов, их геохимических и экологических проявлений;
- исследования эффективности различных средств борьбы с эрозией;
- управления русловыми процессами и регулирования русел рек;
- устьевых процессов;
- воздействия хозяйственной деятельности на эрозионно-русловые системы.

Журнал координируется Межвузовским научно-координационным советом по эрозионным, русловым и устьевым процессам и лабораторией эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова

## **СОСТАВ РЕДАКЦИОННОЙ КОЛЛЕГИИ ЖУРНАЛА «ЭРОЗИЯ ПОЧВ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ»**

### **ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР**

**С.Р. Чалов** – д-р геогр. наук, профессор кафедры гидрологии суши, заведующий научно-исследовательской лабораторией эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова (г. Москва, Россия)

### **ЗАМЕСТИТЕЛЬ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА**

**О.А. Макаров** – д-р биол. наук, заведующий кафедрой эрозии и охраны почв, факультет почвоведения МГУ имени М.В. Ломоносова (г. Москва, Россия)

### **ОТВЕТСТВЕННЫЙ СЕКРЕТАРЬ**

**М.М. Иванов** – канд. геогр. наук, лаборатория эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, старший научный сотрудник (г. Москва, Россия)

### **РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ**

д-р техн. наук **В.В. Беликов**, заведующий лабораторией численного гидродинамического моделирования, главный научный сотрудник, Институт водных проблем РАН (г. Москва, Россия)

канд. геогр. наук **Ю.Р. Беляев**, кафедра геоморфологии и палеогеографии, географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, доцент (г. Москва, Россия)

д-р техн. наук **Г.Л. Гладков**, кафедра водных путей и водных изысканий, Государственный университет морского и речного флота имени адмирала С.О. Макарова, заведующий (г. Санкт-Петербург, Россия)

д-р геогр. наук **В.Н. Голосов**, лаборатория эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, ведущий научный сотрудник (г. Москва, Россия)

д-р **А.К. Дарвишан**, кафедра управления водо-сборными бассейнами, факультет природных ресурсов, Университет Тарбият Модарес, профессор (г. Тегеран, Иран)

д-р биол. наук **В.В. Демидов**, кафедра эрозии и охраны почв, факультет почвоведения МГУ имени М.В. Ломоносова, профессор (г. Москва, Россия)

д-р геогр. наук **О.П. Ермолаев**, кафедра ландшафтной экологии, Институт экологии, биотехнологии и природопользования, Казанский федеральный университет, профессор (г. Казань, Россия)

канд. геогр. наук **А.П. Жидкин**, лаборатория эрозии почв, Почвенный институт им. В.В. Докучаева, заведующий (г. Москва, Россия)

канд. геогр. наук **А.С. Завадский**, лаборатория эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, ведущий научный сотрудник (г. Москва, Россия)

д-р **М. Златич**, факультет лесного хозяйства, Белградский университет, профессор (г. Белград, Сербия)

канд. техн. наук **В.М. Католиков**, отдел русловых процессов, Государственный гидрологический институт, заведующий (г. Санкт-Петербург, Россия)

д-р биол. наук **Г.С. Куст**, отдел физической географии и проблем природопользования, Институт географии РАН, главный научный сотрудник (г. Москва, Россия)

д-р **Э. Латрубесс**, программа аспирантуры по экологическим наукам, Федеральный университет штата Гояс, профессор (г. Гояния, Бразилия)

д-р геогр. наук **Ф.Н. Лисецкий**, кафедра природопользования и земельного кадастра, Белгородский государственный национальный исследовательский университет, профессор (г. Белгород, Россия)

д-р **Лю Шугун**, кафедра гидротехники, факультет гражданского строительства, Университет Тунцзи, профессор (г. Шанхай, Китай)

д-р **М. Маэркер**, факультет наук о Земле и окружающей среде, Павийский университет, профессор (г. Павия, Италия)

д-р **Ж. Минелла**, кафедра почвоведения, Федеральный университет Санта-Марии, профессор (г. Санта-Мария, Бразилия)

чл.-корр. РАН, д-р геогр. наук **А.В. Панин**, отдел палеогеографии четвертичного периода, Институт географии РАН, заведующий, заместитель директора (г. Москва, Россия)

д-р **С.Х. Садеги**, кафедра управления водосборными бассейнами, факультет природных ресурсов, Университет Тарбият Модарес, профессор (г. Тегеран, Иран)

д-р геогр. наук **А.Ю. Сидорчук**, лаборатория эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, ведущий научный сотрудник (г. Москва, Россия)

д-р **В. Спалевич**, биотехнический факультет, Университет Черногории, профессор (г. Подгорица, Черногория)

д-р **А. Цыпленков**, научно-исследовательский институт «Manaaki Whenua – Landcare Research», научный сотрудник (г. Палмерстон Норт, Новая Зеландия)

д-р геогр. наук **Р.С. Чалов**, кафедра гидрологии суши, географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, профессор (г. Москва, Россия)

канд. с.-х. наук **А.Н. Червань**, кафедра почвоведения и ГИС, факультет географии и геоинформатики, Белорусский государственный университет, заведующий (г. Минск, Беларусь)

д-р **М. Шлёттерер**, институт гидробиологии и управления водными экосистемами, Университет природных ресурсов и наук о жизни, профессор (г. Вена, Австрия)

#### КООРДИНАТОР РЕДАКЦИИ

канд. геогр. наук **Е.Д. Павлюкевич**, лаборатория эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова (г. Москва, Россия)

#### РЕДАКТОР-КОРРЕКТОР **Р.М. Синаюк**

#### ОРИГИНАЛ-МАКЕТ И ДИЗАЙН **Л.В. Езерова**

ФОТО НА 1-Й ОБЛОЖКЕ, стр. 1, 6 и 7: река Волга, Волгоградская область, село Райгород (Яр Насоныч).  
(Фото Дмитрия Владимиrowича Большакова, аспиранта кафедры гидрологии суши географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова)

#### АДРЕС РЕДАКЦИИ

119619 Россия, Москва, улица Лазенки 6-я, д. 2, стр. 15  
E-mail: ergr@geogr.msu.ru

**Сайт:** <https://journal.sediment.ru/>

#### УЧРЕДИТЕЛЬ

Общество с ограниченной ответственностью «Экспертная лаборатория  
«Гидроинформационные системы»

© Редколлегия журнала «Эрозия почв и русловые процессы» (составитель), 2025

© ООО «Экспертная лаборатория  
«Гидроинформационные системы»», 2025

**ISSN (PRINT) 3034-4638**

Журнал основан в 2024 году  
Периодичность издания – 4 раза в год

**UDC 911**

**BBC 26.8**

Ә 81

## **SOIL EROSION AND RIVER CHANNEL PROCESSES.** M. – 2025. – No 3. – 70 p.

The journal covers research on theoretical and experimental mechanisms of erosion and river channel processes, as well as the evolution of these processes in various natural and anthropogenic environments. It also explores the development of new methods for erosion mitigation applicable to multiple branches of the economy and examines the effectiveness of different erosion control measures. The journal is coordinated by the Interacademic Scientific Council for Erosion, Channel and Estuarine Processes.

### **EDITORIAL BOARD**

**EDITOR-IN-CHIEF**  
Prof. Dr. S.R. Chalov

**DEPUTY EDITOR**  
Prof. Dr. O.A. Makarov

**EXECUTIVE SECRETARY**  
Dr. M.M. Ivanov

### **EDITORIAL BOARD**

Dr. V.V. Belikov, Dr. Yu.R. Belyaev, Prof. Dr. R.S. Chalov, Dr. A.N. Chervan, Dr. A.K. Darvishan (Iran),  
Prof. Dr. V.V. Demidov, Prof. Dr. O.P. Ermolaev, Prof. Dr. G.N. Gladkov, Dr. V.N. Golosov, Dr. G.S. Kust,  
Prof. Dr. E. Latrubesse (Brazil), Prof. Dr. F.N. Lisetsky, Prof. Dr. M. Maerker (Italy), Prof. Dr. J.P.G. Minella (Brazil),  
Dr. A.V. Panin, Prof. Dr. S.H. Sadeghi (Iran), Prof. Dr. M. Schletterer (Austria), Prof. Dr. Liu Shuguang (China),  
Dr. A.Yu. Sidorchuk, Prof. Dr. V. Spalevic (Montenegro), Dr. A. Tsyplenkov (New Zealand), Dr. A.S. Zavadsky,  
Dr. A.P. Zhidkin, Prof. Dr. M. Zlatic (Serbia)

**BOARD COORDINATOR**  
Dr. E.D. Pavlyukevich

**EDITOR-PROOFREADER** R.M. Sinaiuk

**ORIGINAL LAYOUT AND DESIGN** L.V. Ezerova

PHOTO ON THE 1<sup>ST</sup> COVER & pages 1, 6, 7 – Nasonych Cliff, Raygorod village, Volgogradskaya District  
(photo by Dmitry Bolshakov, PhD Student, Land Hydrology Department, Faculty of Geography, Lomonosov Moscow  
State University)

### **POSTAL ADDRESS**

119619 Russia, Moscow, 6<sup>th</sup> Lazenki Street, 2, Bldg. 15  
E-mail: eprp@geogr.msu.ru

<https://journal.sediment.ru/>

### **FOUNDER**

Limited Liability Company “Expert Laboratory  
“Hydroinformational Systems”

© Editorial Board of the journal “Soil Erosion and River  
Channel Processes” (issuer), 2025

© Expert Laboratory “Hydroinformational Systems” LLC, 2025

**ISSN (PRINT) 3034-4638**

The journal was founded in 2024  
Published 4 times a year

## ОТ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА

В 3-м номере нашего журнала за 2025 год представлены все три области исследования речных водосборов, а именно изучение эрозии почв и механизмов поступления продуктов бассейновой эрозии в русла (статьи А.Ю. Сидорчука и Н.Р. Крючкова с соавторами); русловых процессов (две статьи В.И. Замышляева) и устьевых процессов (статья Н.Н. Назарова). Статьи имеют как теоретическую направленность, в первую очередь работы, посвященные теории русловых процессов и терминологии и понятиям меандрирования, так и региональную исследовательскую тематику. Пространственный охват статей крайне широк — от малых водосборов ручьев бассейна Оки до рек Дальнего Востока.

Ближайший 4-й номер за 2025 год будет посвящен публикации приглашенных полнотекстовых статей широкого формата по основным направлениям эрозиоведения и русловедения.

Открыт прием статей для специального выпуска по итогам Международной конференции «Водосбор-река-устье: исследования эрозии почв, русловых и устьевых процессов» и XL совещания Межвузовского научно-координационного совета по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов при МГУ, проходивших в г. Ростове-на-Дону в сентябре 2025 года.

*Профессор кафедры гидрологии суши, д.г.н.,  
заведующий НИЛ эрозии почв и русловых процессов  
им. Н.И. Маккавеева*

*С.Р. Чалов*



## СОДЕРЖАНИЕ

<b>А.Ю. Сидорчук</b> К ВОПРОСУ О РАСЧЕТЕ КОЭФФИЦИЕНТА ДОСТАВКИ НАНОСОВ	<b>8</b>
<b>Н.Р. Крючков, О.А. Макаров, В.В. Демидов, П.С. Шульга</b> ВЫЯВЛЕНИЕ ДОЛГОСРОЧНЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ИЗМЕНЕНИЯ ЭРОЗИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА ОСАДКОВ (R-ФАКТОРА) В УСЛОВИЯХ ВЛАЖНОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО КЛИМАТА С ЖАРКИМ ЛЕТОМ (DWA)	<b>19</b>
<b>В.И. Замышляев</b> «МЕАНДР» И «ИЗЛУЧИНА» КАК МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ ПЛАНИМЕТРИИ МЕАНДРИРУЮЩЕГО РУСЛА: АНАЛИЗ СУЩЕСТВУЮЩИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ	<b>33</b>
<b>В.И. Замышляев</b> ПОКАЗАТЕЛИ АСИММЕТРИЧНОСТИ ИЗЛУЧИН И МЕАНДРОВ	<b>42</b>
<b>Н.Н. Назаров</b> УСТЬЕВОЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ РЕК ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ	<b>57</b>



## CONTENTS

<b>A.Yu. Sidorchuk</b> ON THE CALCULATION OF THE SEDIMENT DELIVERY RATIO	8
<b>N.R. Kriuchkov, O.A. Makarov, V.V. Demidov, P.S. Shulga</b> IDENTIFICATION OF LONG-TERM PATTERNS IN RAINFALL EROSION (R-FACTOR) UNDER A HUMID CONTINENTAL CLIMATE WITH HOT SUMMERS (DWA)	19
<b>V.I. Zamyshlyaev</b> “MEANDER” AND “BEND” AS MORPHOLOGICAL UNITS OF PLANIMETRY OF A MEANDERING CHANNEL: AN ANALYSIS OF EXISTING CONCEPTS	33
<b>V.I. Zamyshlyaev</b> INDICATORS OF ASYMMETRY OF BENDS AND MEANDERS	42
<b>N.N. Nazarov</b> RIVER MOUTH AREA MORPHOLITHOGENESIS OF SOUTHERN PRIMORYE RIVERS	57

# К ВОПРОСУ О РАСЧЕТЕ КОЭФФИЦИЕНТА ДОСТАВКИ НАНОСОВ

А.Ю. Сидорчук

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет

*fluvial05@gmail.com*

Поступила в редакцию 12.03.2025

После доработки 16.04.2025

Принята к публикации 24.06.2025

**Аннотация.** Предложена методика расчета коэффициента доставки наносов при эрозии на малом водосборе на основе физически обоснованной модели эрозии связных почв и грунтов, транспорта и аккумуляции наносов. Учтена зависимость интенсивности эрозии от количества транспортируемых в данном месте частиц наносов. Если необходимо рассчитывать абсолютные величины эрозии и аккумуляции, то предлагаемая модель хорошо калибруется по данным измерений, что позволяет ее использовать для водосборов, для которых есть данные измерений хотя бы для одного эпизода стока. Если достаточно знать только коэффициент доставки наносов, то эта величина рассчитывается на основе относительных величин эрозии и аккумуляции и практически не зависит от абсолютной скорости эрозии. Главным фактором является неразмывающая скорость потока, значение которой достаточно определено назначается на основе известных формул. Это позволяет рассчитывать коэффициент доставки наносов на основе сравнительно небольшого количества входных характеристик рельефа, стока воды и устойчивости почвогрунтов к размыву потоком воды. Отсутствие необходимости точной калибровки делает предлагаемую модель удобной для практического применения, а также для исследования зависимости коэффициента доставки от влияющих на него факторов.

**Ключевые слова:** эрозия почв; аккумуляция наносов; транспорт наносов; физически обоснованная модель

**DOI:** <https://doi.org/10.71367/3034-4638-2025-2-3-9-18>

## ВВЕДЕНИЕ

Коэффициент доставки  $K_d$  для некоторого водосбора с площадью  $F$  рассчитывается как

$$K_d = T/E = (E - A)/E \quad (1)$$

Здесь  $E$  – поток наносов (расход) за счет эрозии,  $A$  – аккумуляция наносов на водосборе и  $T$  – расход наносов в замыкающем створе данного водосбора в среднем за период времени  $\Delta t$ .

Определение коэффициента доставки наносов совершенно необходимо при исследовании эрозионных процессов на некотором склоне или водосборе, так как часто при оценке степени влияния эрозионных процессов на окружающую среду и хозяйствственные объекты принимается во внимание только величина собственно эрозии почв и грунтов. Во многом это связано с тем, что полевые измерения и/или расчеты дают один из компонентов уравнения (1) – поток наносов за счет эрозии  $E$ .

Публикации с полным циклом измерений с вычислением  $K_d$  на основе этих измерений редки (Ажигиров и др., 1987; Безухов и др., 2019). Чаще другие компоненты уравнения (1) приходится оценивать расчетом. Методологическая база для этого довольно узкая. Это физически обоснованные модели эрозии почв, такие как WEPP (Nearing et al., 1989), LISEM (Roo et al., 1996), GUEST (Hairsine, Rose, 1992) и т. п. Наиболее просто использовать эмпирические связи  $K_d$  с площадью водосбора  $F$ :

$$K_d = aF^{-b} \quad (2)$$

Величина показателя степени  $b$  обнаружила определенную устойчивость и равна 0.2 как для бассейнов рек Восточно-Европейской равнины (Сидорчук, 1995), так и для равнинных рек США (USDA, 1972). Причина устойчивости показателя степени  $b$  неизвестна, а значения коэффициента  $a$  разнообразны, и источники этого разнообразия исследованы не были. Попытки привлечь для анализа

на основе полевых наблюдений другие факторы, влияющие на  $K_d$  (Безухов и др., 2019), большого успеха не принесли, в основном из-за малого количества исходных данных при большом количестве факторов. М.М. Ивановым (2017) была предложена каскадная модель для вычисления  $K_d$ , некоторую популярность приобрела феноменологическая модель Борзелли с соавторами (Borselli et al., 2008; Vigiak et al., 2012). Однако физический смысл как уравнения (2), так и прочих эмпирических моделей остается слабо исследованным.

Наиболее обоснованно выглядит использование для оценки  $K_d$  для склонов и малых водосборов моделей эрозии связных почв и грунтов, содержащих процедуру расчета аккумуляции наносов или транспортирующей способности потока, таких как WEPP (Nearing et al., 1989), или LISEM (Roo et al., 1996), или модель Ю.П. Сухановского и А.Н. Пискунова (2007). Эти модели разнообразны по содержанию, базируются на разных принципах, однако при их применении возможно анализировать физические основания методов расчета. В некоторых реализуется зависимость интенсивности эрозии от количества транспортируемых в данном месте частиц наносов. Эта зависимость специально подчеркивалась П. Геосайном (Hairsine, Rose, 1992), а Г.А. Ларионов ввел в гидрофизическую модель эрозии следующий постулат: «...в точке касания влекомой частицы ложа потока отрыв новой частицы невозможен» (Ларионов, Краснов, 1992, с. 5). В предлагаемой ниже методике это положение полностью реализуется и дополняется.

Таким образом, целью статьи является создание методики расчета коэффициента доставки наносов, основанной на физически обоснованной модели эрозии связных грунтов и транспорта наносов с учетом взаимодействия этих процессов. Ставится задача использования в расчетах сравнительно небольшого количества входных характеристик рельефа, стока воды и устойчивости почвогрунтов к размыву потоком воды.

## ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ МЕТОДА

Рассмотрим компоненты уравнения (1). Расход (скорость отрыва) эродируемых наносов  $E$  равен:

$$E = F_E \sum_{i=1}^N (V_E)_i \quad (3)$$

Здесь  $V_E$  – скорость эрозии,  $N$  – количество элементарных площадей в области эрозии,  $F_E$  – элементарная площадь эрозии. Так как все расчеты в рамках предлагаемой методики ведутся на основе цифровой модели рельефа (ЦМР) по прямоуголь-

ной сетке, элементарные площади совпадают с пикселями сетки ЦМР.

Скорость эрозии связных грунтов при линейной эрозии (т. е., в данном контексте, микроручейковой) равна (Сидорчук, 1998):

$$V_E = (1 - \alpha) k_E q S \quad (4)$$

Здесь  $k_E$  – размерный коэффициент эродируемости грунтов,  $q$  – удельный на ширину потока расход воды,  $S$  – уклон поверхности водосбора. Произведение удельного расхода на уклон потока пропорционально произведению скорости потока на донное касательное напряжение (Hairsine, Rose, 1992) или (примерно) кубу скорости потока (Ларионов, Краснов, 1992). Если скорость потока меньше срывающей скорости  $U_{cr2}$  для данного типа почвы, скорость эрозии равна нулю. Для удобства вычислений такие пиксели приобретают условный индекс  $Y$ , который следует назначить больше максимального значения результата применения инструмента ГИС «суммарный сток» (flow accumulation), который в данном контексте измеряется в количестве образующих водосбор пикселей.

Срывающая скорость примерно на 20% больше неразмывающей  $U_{cr1}$ , которая по Г.И. Шамову (1959), с учетом влияния глубины потока  $d$ , равна

$$U_{cr1} = k_{sh} D^{1/3} d^{1/6} \quad (5)$$

Здесь  $k_{sh}$  – размерный коэффициент,  $D$  – средний диаметр частиц наносов (агрегатов почвы).

В формуле (4) учитывается, что часть  $\alpha$  элементарной площади эрозии (т. е. часть площади пикселя ЦМР)  $F_E$  занята транспортируемыми частицами наносов на площади  $F_{Etr}$ :

$$\alpha = F_{Etr}/F_E \quad (6)$$

Коэффициент  $\alpha$  соответствует концентрации подвижных частиц наносов. На площади  $F_{Etr}$  эрозия не происходит.

Баланс влекомых наносов в  $i$ -том пикселе равен: 1) расходу наносов  $E_i$ , поступающих с поверхности данного  $i$ -того пикселя за счет эрозии; 2) притоку наносов  $\sum_{k=1}^K q_{sk}$  с вышележащих  $K$  пикселей, примыкающих к  $i$ -тому пиксели из линий тока, соединяющихся в  $i$ -том пикселе; 3) выносу наносов  $q_{si}$  из  $i$ -того пикселя:

$$q_{si} = E_i + \sum_{k=1}^K q_{sk} = [(1 - \alpha) F_E k_E q_S]_i + \sum_{(k=1)}^K q_{sk} \quad (7)$$

Расход влекомых наносов  $q_s$ , следя М.А. Великанову (1958), рассчитываем для  $i$ -того пикселя как произведение концентрации частиц наносов  $\alpha$  на скорость их перемещения  $U^*$  и площадь поперечного сечения слоя движения частиц  $F_\Delta$ .

$$q_{si} = (\alpha F_{\Delta} U^*)_i \quad (8)$$

Так как расходы наносов, рассчитанные по формулам (7) и (8), равны, то

$$\alpha_i = \frac{(F_E k_E qS)_i + \sum_{k=1}^K q_{sk}}{(F_E k_E qS + F_{\Delta} U^*)_i} \quad (9)$$

В формуле (9) расход наносов  $q_{sk}$  в каждом из вышепрежащих примыкающих  $K$  пикселей считается по формуле (7). Если по расчету  $\alpha_i > 1$ , то  $\alpha_i = 1$ . Такие пиксели также приобретают условный индекс  $Y$ . Площадь поперечного сечения слоя движения частиц  $F_{\Delta}$  равна произведению среднего диаметра частиц наносов  $D$  на ширину поперечного сечения, в данном случае, ширину пикселя  $W$ .

$$F_{\Delta} = DW \quad (10)$$

В модели принято, что частицы наносов перемещаются во влекомом состоянии и/или сальтацией слоем в одну частицу (агрегат почвы), что характерно для потоков малой глубины. Взмучивание частиц не предусмотрено.

Скорость перемещения частиц влекомых наносов  $U^*$  по М.А. Дементьеву (1955) в первом приближении равна разности скорости потока  $U$  и критической скорости начала движения частиц  $U_{cr1}$ :

$$U^* = U - U_{cr1} \quad (11)$$

Если скорость  $U^* < 0$ , то  $U^* = 0$ . В таких пикселях происходит полная аккумуляция наносов, поступающих с их локального водосбора, и  $q_s = 0$ . На таких пикселях последовательности (7) – (9) заканчиваются.

Скорость турбулентного потока запишем с помощью формулы Шези – Маннинга:

$$U = \frac{d^{2/3}}{n} \sqrt{S} \quad (12)$$

Здесь  $n$  – размерный коэффициент шероховатости. Все дополнительные эффекты, связанные с турбулентностью потока (пульсации скорости и т. п.), в явном виде не учитываются. Удельный расход воды  $q$  и глубина потока  $d$  определяются через расход воды  $Q$  по эмпирическим формулам, примеры построения которых можно найти, например, в работе (Nachtergaele et al., 2002):

$$q = a_q Q^{b_q} \quad (13)$$

$$d = a_d Q^{b_d} \quad (14)$$

Расход воды  $Q$  с локального малого водосбора для  $P$ -того пикселя рассчитывается как

$$Q = X F_E R_P \quad (15)$$

Здесь  $X$  – скорость водоподачи (интенсивность снеготаяния минус скорость инфильтрации и испа-

рения),  $R_P$  – число пикселей в площади локального водосбора для  $P$ -того пикселя «суммарный сток» (flow accumulation).

Суммарная величина эрозии с водосбора за время  $\Delta T$  рассчитывается как

$$E_T = k_E F_E \sum_{i=1}^N [(1 - \alpha)qS]_i \Delta T \quad (16)$$

Общая аккумуляция  $A$  на водосборе вычисляется в  $M$  пикселях с индексом  $Y$  как сумма разностей притока и выноса наносов по формуле (7) за время  $\Delta T$

$$A = \Delta T \sum_{m=1}^M (\sum_{k=1}^K q_{sk} - \alpha F_{\Delta} U^*) \quad (17)$$

Если разность притока и выноса наносов в пикселе отрицательна (что может быть в пикселях с  $\alpha = 1$  или  $U_{cr1} < U < U_{cr2}$ ), аккумуляция в таких пикселях равна нулю.

Шаг по времени  $\Delta T$  в модели зависит от точности исходных данных и физики процесса (т. е. максимальной длины линий тока  $L_{max}$  и скоростей перемещения частиц наносов  $U^*$ ). Целесообразно счесть вести при

$$\Delta T > L_{max} / U^* \quad (18)$$

## ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАСЧЕТА

Для расчета необходима цифровая модель рельефа водосбора без предварительного заполнения естественных замкнутых понижений. Разрешение цифровой модели должно учитывать устойчивые элементы эрозионного рельефа на водосборе. Используется также набор эмпирических коэффициентов и констант:  $k_E$ ,  $k_{sh}$ ,  $n$ ,  $X$ ,  $a_q$ ,  $b_q$ ,  $a_d$ ,  $b_d$ ,  $F_E$ ,  $D$ , входящих в соответствующие формулы. Из них площадь пикселя  $F_E$  определяется разрешением ЦМР, коэффициент шероховатости Маннинга  $n$ , крупность агрегатов почвы (частиц)  $D$  и скорость водоподачи  $X$  задаются на основании исходных данных, коэффициенты  $a_q$ ,  $a_d$  и показатели степени  $b_q$ ,  $b_d$  в эмпирических формулах (13) и (14) определяются по данным измерений или берутся из соответствующих публикаций (например, Nachtergaele et al., 2002), размерный коэффициент  $k_{sh}$  в формуле Шамова берется, например, из публикации (Шамов, 1959). Коэффициент эродируемости грунтов  $k_E$  подбирается в процессе калибровки модели.

Последовательность расчетов следующая:

1) По цифровой модели рельефа (ЦМР) рассчитываются поле «суммарный сток» (flow accumulation), поле направлений линий тока и поле уклонов. Значения пикселей поля «суммарный сток» (flow accumulation) используются как поле индексов.

2) Рассчитывается поле скоростей перемещения частиц наносов  $U^*$  по формуле (11). Вспомога-

тельными являются поле глубин потока как поле «суммарный сток» (flow accumulation), возведенное в степень  $b_d$  и умноженное на  $a_d (XF_E)^{b_d}$ , и поле уклонов, возведенных в степень 0.5.

3) Пиксели, в которых происходит полная аккумуляция наносов, поступающих с их локального водосбора, определяются по нулевой или отрицательной скорости перемещения частиц  $U^*$ , им присваивается индекс  $Y$ . В пикселях с индексами 0 и  $Y$  задаются значения расходов наносов  $q_s = 0$ .

4) Для всех пикселей с положительными значениями разности  $U - U_{cr2}$  рассчитывается поле максимально возможных скоростей эрозии по формуле (4) при  $\alpha = 0$ . Для этого рассчитывается поле удельных расходов воды как поле «суммарный сток» (flow accumulation), возведенное в степень  $b_q$  и умноженное на  $a_q (XF_E)^{b_d}$ . Это поле умножается на поле уклонов. Как уже указывалось, если срывающая скорость  $U_{cr2}$  меньше скорости потока  $U$ , эрозия не происходит. Однако если  $U^* > 0$ , транзит наносов в таком пикселе может продолжаться, равно как может происходить аккумуляция наносов.

5) Последовательно для пикселей с индексами 1, 2 и т. д., до максимума, рассчитываются величины расхода наносов по формулам (7) – (8) и концентрации влекомых наносов  $\alpha$  по формуле (9). Если по расчету  $\alpha_i > 1$ , то  $\alpha_i = 1$ . В таких пикселях эрозия не происходит, но могут идти транзит и аккумуляция наносов. Тогда расход наносов считается по

формуле (8) по всему поперечному сечению слоя движения частиц.

6) По формуле (16) рассчитывается суммарная величина эрозии на водосборе  $E_T$ .

7) Для замыкающих пикселей в линиях тока, что заканчиваются в пикселях с индексом  $Y$  по формуле (17), рассчитывается суммарный баланс наносов. Это аккумуляция в пикселях с индексом  $Y$  и общая аккумуляция  $A$  на водосборе.

8) По формуле (1) рассчитывается коэффициент доставки для водосбора.

## ПРИМЕР РАСЧЕТА

В качестве примера выбран водосбор Егорова оврага площадью около 32 га в бассейне р. Протвы (приток р. Оки). Здесь в 1982–1992 гг. были проведены работы по измерению стока воды и влекомых наносов, объемов эрозии и аккумуляции ( подробное описание объекта, методики работ и предварительные результаты даны в книге (Ажигиров и др., 1987)). Так, было установлено, что в среднем вынос наносов с водосбора составил 2 т/га за период снеготаяния в 1982–1989 гг. (Бутаков и др., 1991), коэффициент доставки – 56% в 1982–1985 гг. На водосборе в 2011 г. инициативной группой была проведена съемка высот лазером, получена цифровая модель рельефа с размером пикселя  $5 \times 5$  м и вертикальным разрешением 0.5 м (рис. 1). Эти данные (доступны по ссылке [www.fluvial-systems.net/sediment\\_delivery\\_ratio/Egorov%20gully.html](http://www.fluvial-systems.net/sediment_delivery_ratio/Egorov%20gully.html)) позволяют использовать водосбор Егорова оврага для калибровки представленной модели и для проведения численных экспериментов для проверки чувствительности модели к исходным данным. Единицы измерения для переменных и констант в расчетах и на рисунках употреблялись в системе СИ, если иное специально не оговорено. Так, величины эрозии/аккумуляции получаются в  $\text{м}^3/\text{с}$ , но в отдельных случаях для удобства они выражались в  $\text{кг}/\text{с}$ , размерность скорости эрозии  $\text{м}/\text{с}$ , но часто выражается в  $\text{т}/\text{га}$  за некоторый период, коэффициент доставки рассчитывался в долях, а выражался в %, и т. п.

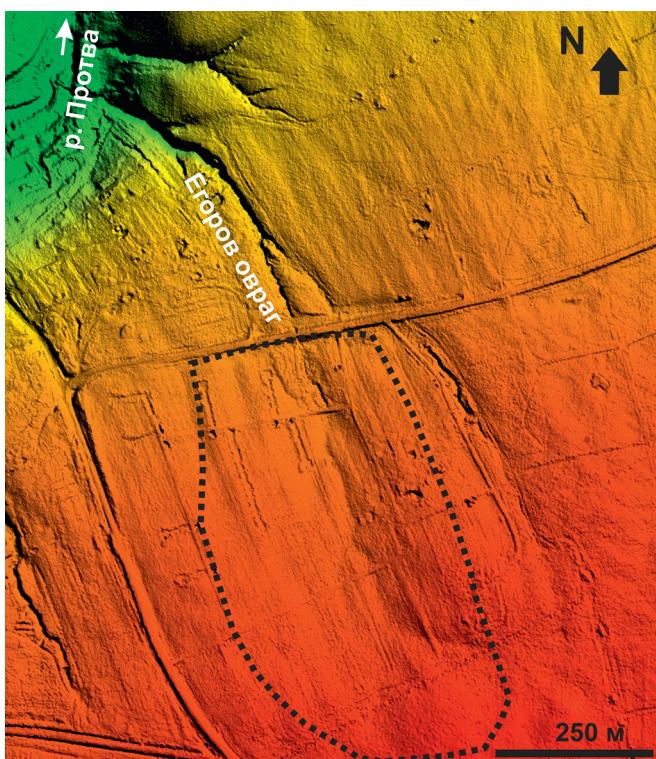


Рис. 1. Участок бассейна р. Протвы (съемка лазером в 2011 г.) с водосбором Егорова оврага (выделен пунктиром)

Fig. 1. Section of the Protva River basin (lidar survey) with the Egorov gully catchment (highlighted by a dotted line)

Калибровка модели осуществлялась для условий измеренного стока воды и наносов во время снеготаяния 1982–1983 гг., по данным измерений (Ажигиров и др., 1987) были заданы значения расходов воды  $Q$ , коэффициентов  $n$ ,  $a_q$ ,  $b_q$ ,  $a_d$ ,  $b_d$ , диаметра почвенных агрегатов  $D$ . Варьировались и калибровались коэффициент эродируемости грунтов  $k_E$  и неразмывающая скорость потока  $U_{cr}$ . Численные эксперименты показали, что модель хорошо калибруется.

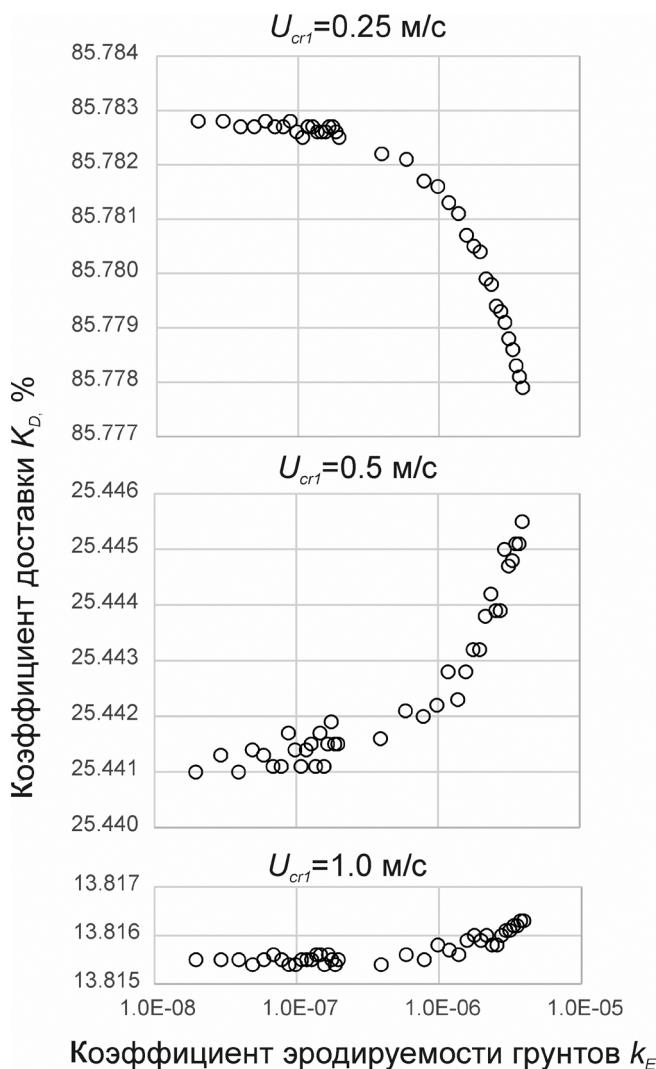


Рис. 2. Связь между заданным коэффициентом эродируемости грунтов и рассчитанным по модели коэффициентом доставки при разных значениях неразмывающей скорости потока для условий водосбора Егорова оврага

Fig. 2. The relationship between the specified erosion coefficient and calculated with the model sediment delivery ratio for different the non-eroding flow velocities for the Egorov gully catchment conditions

Величина рассчитанного по модели коэффициента доставки практически не зависит от коэффициента эродируемости грунтов  $k_E$  (рис. 2). При неизменном значении  $U_{cr1}$  и изменении  $k_E$ , более чем на два порядка значение коэффициента доставки менялось не более чем на 0.006%.

Для условий водосбора Егорова оврага 1982–1983 гг. связь рассчитанного коэффициента доставки с неразмывающей скоростью  $U_{cr1}$  (определенной количеством областей полной аккумуляции на водосборе) нелинейная, для измеренного в этот период коэффициента доставки 50% необходима неразмывающая скорость  $U_{cr1} = 0.36$  м/с (рис. 3).

Контрольные расчеты проведены для периодов снеготаяния 1982–1992 гг. (с перерывами) на основе суточных измерений стока воды (всего 8 сезонов и 129 суток, данные любезно предоставлены

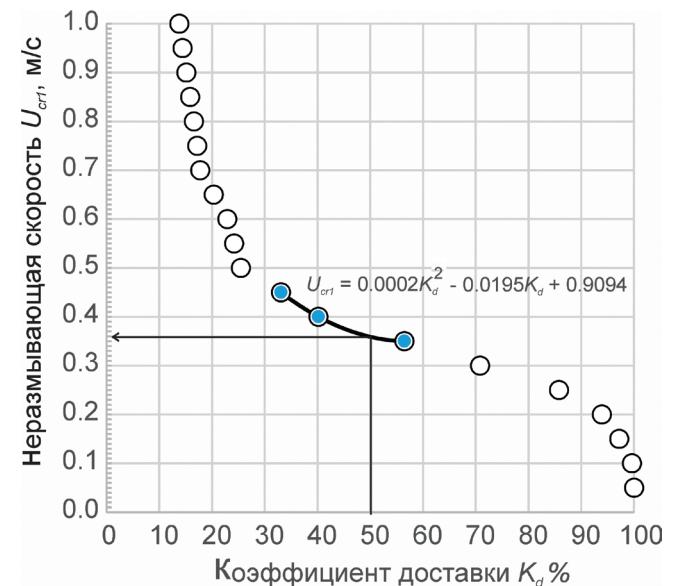


Рис. 3. Связь между рассчитанным по модели коэффициентом доставки и заданной неразмывающей скоростью потока для условий водосбора Егорова оврага. Выделен участок связи, аппроксимированный параболой и использованный для калибровки модели, т. е. определения оптимальной неразмывающей скорости потока по измеренному коэффициенту доставки

Fig. 3. The relationship between the calculated with the model sediment delivery ratio and the specified non-eroding flow velocity for the Egorov gully catchment conditions. The section of the relationship approximated by a parabola and used for model calibration is highlighted: determining the optimal non-eroding flow velocity based on the measured sediment delivery ratio

лены Л.Ф. Литвиным). Шаг расчета по времени  $\Delta T$  составлял сутки, в 87% случаев  $\Delta T > L_{\max} / U^*$ .

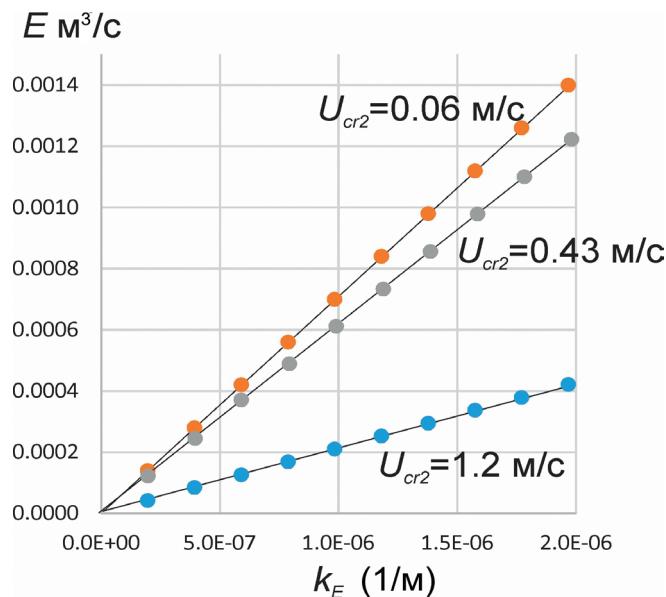
Связь рассчитанной величины эрозии  $E$  ( $\text{м}^3/\text{с}$ ) с величиной коэффициента эродируемости грунтов  $k_E$  ( $1/\text{м}$ ) линейная (рис. 4):

$$E = ak_E, \quad (19)$$

но размерный коэффициент  $a$  ( $\text{м}^2/\text{с}$ ) зависит от срывающей скорости  $U_{cr2}$ . Зависимость эта нелинейная, на нужном участке аппроксимируется параболой (рис. 5):

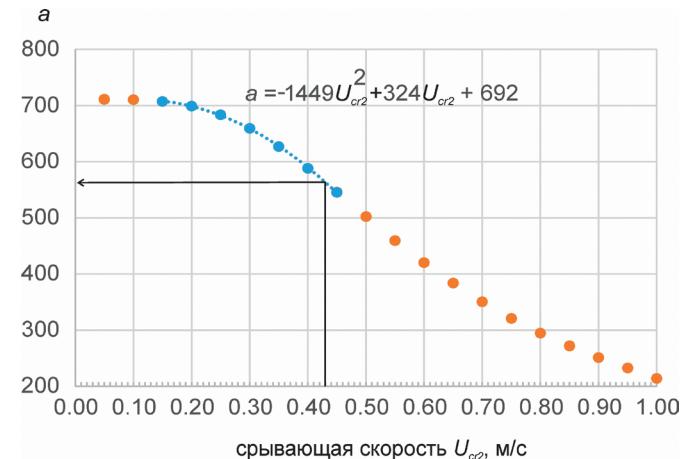
$$a = (-1449U_{cr2}^2 + 324U_{cr2} + 692) \quad (20)$$

Так как неразмывающая скорость хорошо калибруется по измеренному коэффициенту доставки (см. рис. 3), а срывающая скорость  $U_{cr2}$  равна  $1.2U_{cr1}$ , то и коэффициент эродируемости грун-



**Рис. 4.** Линейная связь между рассчитанной величиной эрозии по формулам (3) и (4) и заданным коэффициентом эродируемости грунтов для условий водосбора Егорова оврага при разных значениях срывающей скорости. Связь используется для калибровки модели: определения оптимального коэффициента эрозии по измеренным скорости эрозии и оптимальной срывающей скорости потока

**Fig. 4.** Linear relationship between the calculated erosion intensity and the specified erosion coefficient for the Egorov gully catchment conditions at different shear velocity values. The relationship is used for model calibration: determining the optimal erosion coefficient based on the measured erosion rate and optimal shear flow velocity



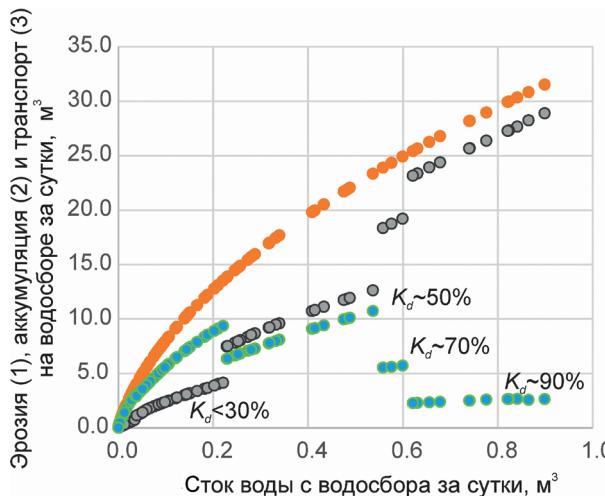
**Рис. 5.** Промежуточная калибровочная связь между срывающей скоростью с коэффициентом в линейной связи между величиной эрозии и коэффициентом эродируемости грунтов. Пунктиром выделен участок связи, использованный для калибровки модели

**Fig. 5.** Intermediate calibration relationship between the critical velocity and the coefficient in the linear relationship between the erosion intensity and the erosion coefficient. The dotted line highlights the section of the relationship used to calibrate the model

тов легко определяется по измеренной величине эрозии. Для рассматриваемого водосбора средняя скорость эрозии составляла в 1982–1983 гг. 5.7 т/га за период снеготаяния и оптимальное значение  $k_E = 7.62 \times 10^{-6}$ .

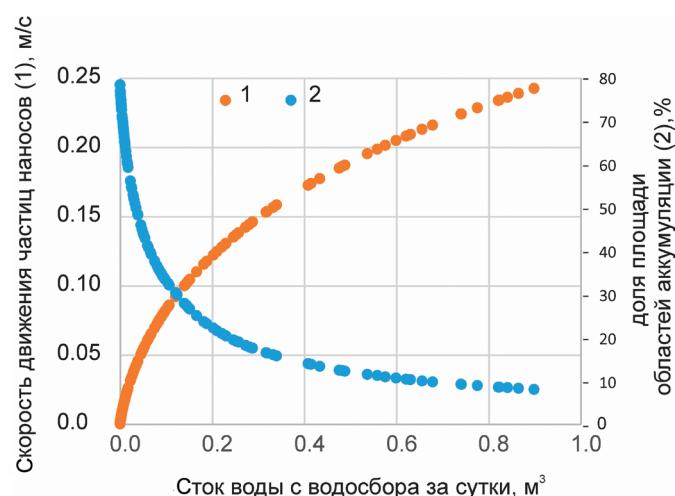
С указанными величинами проведен расчет эрозии, аккумуляции и транспорта наносов, а также коэффициентов доставки для наблюденных суточных величин стока воды во время снеготаяния 1982–1992 гг. Главным фактором, определяющим характеристики эрозии и аккумуляции на конкретном водосборе, в данном случае Егорова оврага, является сток воды. Со стоком воды однозначной зависимостью связана величина эрозии на водосборе (рис. 6), величины аккумуляции и транспорта наносов зависят также от величины коэффициента доставки. Со стоком воды также связаны скорость перемещения частиц наносов и доля площади водосбора, занятая аккумуляцией (рис. 7). Коэффициент доставки  $K_d$  увеличивается с увеличением стока воды, но связь ступенчатая,  $K_d$  резко увеличивается на 10–20% по достижении некоторой критической величины стока (рис. 8).

Рассчитанная величина эрозии на водосборе (средняя за 1982–1992 гг., суммарная за один период снеготаяния для каждого пикселя, для удобства пересчитанная в кг при удельном весе



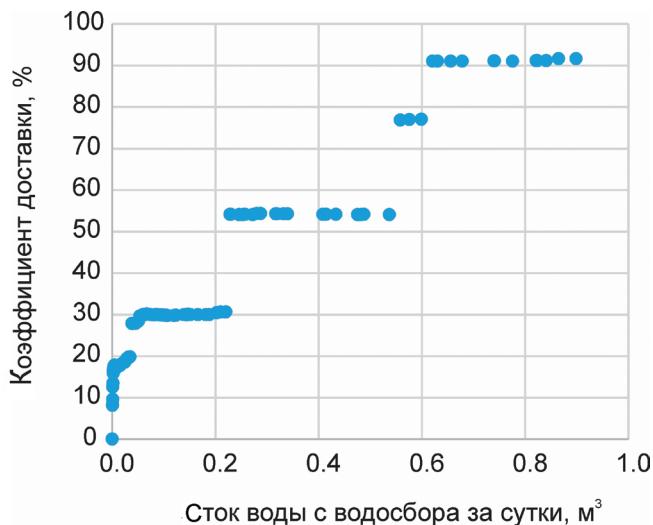
**Рис. 6.** Рассчитанные по калиброванной модели скорости эрозии (1), аккумуляции (2) и транспорта наносов (3) на водосборе Егорова оврага для различных условий стока воды во время снеготаяния сезонов 1982–1992 гг.

**Fig. 6.** The erosion (1), accumulation (2) and sediment transport (3) rates estimated using the calibrated model for the Egorov gully catchment under different water runoff conditions during the snowmelt seasons of 1982–1992



**Рис. 7.** Рассчитанные по калиброванной модели скорости перемещения частиц наносов  $U^*$  (1) и доли площади водосбора, на которой происходит аккумуляция (2), на водосборе Егорова оврага для различных условий стока воды во время снеготаяния сезонов 1982–1992 гг.

**Fig. 7.** The sediment particle movement rates  $U^*$  (1) and the proportion of the catchment area where accumulation occurs (2) in the Egorov gully catchment for different water runoff conditions during snowmelt in the 1982–1992 seasons, calculated using the calibrated model



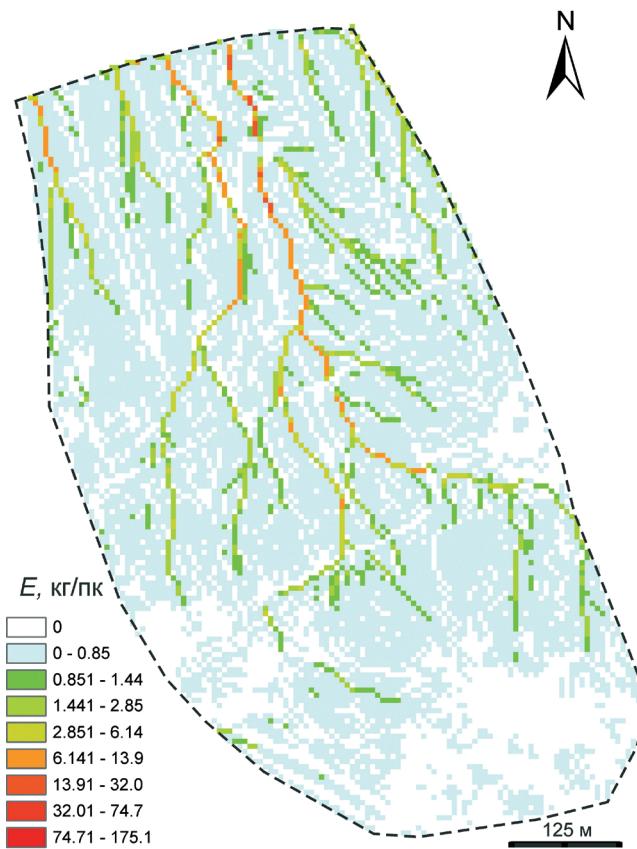
**Рис. 8.** Рассчитанные по калиброванной модели коэффициенты доставки наносов на водосборе Егорова оврага для различных условий стока воды во время снеготаяния сезонов 1982–1992 гг.

**Fig. 8.** Sediment delivery ratio in the catchment area of the Egorov gully calculated using the calibrated model for different water runoff conditions during snowmelt in the 1982–1992 seasons

почвы пахотного слоя 1000 кг/м<sup>3</sup>, рис. 9) показывает существенную дифференциацию этой величины по площади из-за наличия на водосборе хорошо выраженных продольных ложбин, в которых концентрируется сток и происходит наиболее активная эрозия. Напротив, области аккумуляции расположены пятнами и полосами поперек уклона местности (рис. 10).

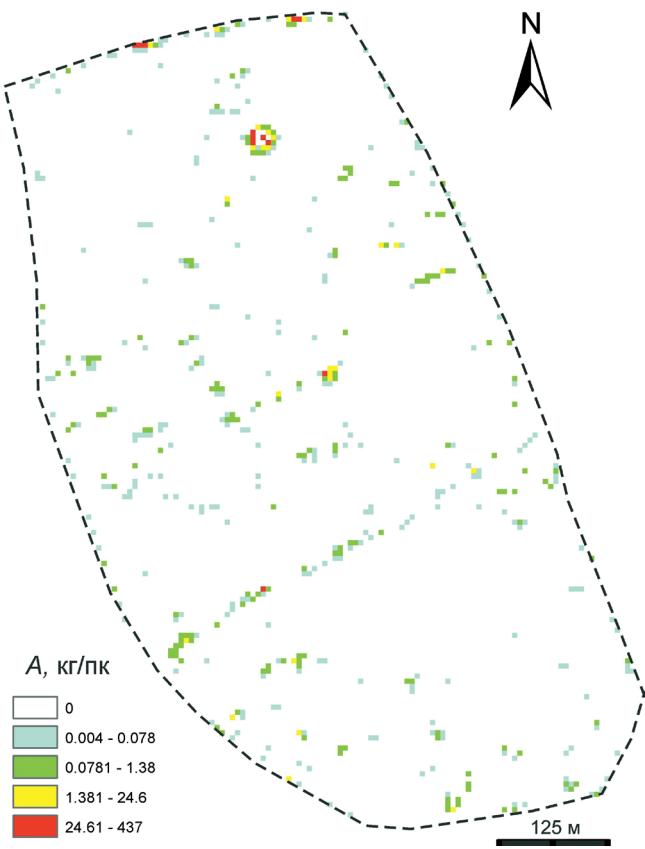
## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Численные эксперименты показали, что предлагаемая модель, во-первых, хорошо калибруется по данным измерений. Это позволяет получать для различных входных характеристик абсолютные значения эрозии и аккумуляции для водосборов, для которых есть данные измерений  $E$  и  $K_d$  хотя бы для нескольких эпизодов стока. Калибровка позволяет сгладить влияние на результаты расчета вторичных факторов эрозии, неучтенных в модели. Во-вторых, при расчете коэффициента доставки результаты расчета по модели практически не зависят от скорости эрозии (см. рис. 2). Это означает, что можно назначать коэффициент



**Рис. 9.** Распределение рассчитанных средних величин эрозии  $E$  для периода снеготаяния (в кг с пикселя площадью  $25 \text{ м}^2$ ) на водосборе Егорова оврага (границы водосбора показаны пунктиром)

**Fig. 9.** Distribution of the calculated average erosion rates  $E$  for the period of snowmelt (in kg from pixel with the area  $25 \text{ m}^2$ ) in the catchment area of the Egorov gully (the boundaries shown by dotted line)



**Рис. 10.** Распределение рассчитанных средних величин аккумуляции наносов  $A$  для периода снеготаяния (в кг с пикселя площадью  $25 \text{ м}^2$ ) на водосборе Егорова оврага (границы водосбора показаны пунктиром)

**Fig. 10.** Distribution of the calculated average sediment accumulation rates  $A$  for the period of snowmelt (in kg from pixel with the area  $25 \text{ m}^2$ ) in the catchment area of the Egorov gully (the boundaries shown by dotted line)

эродируемости грунтов  $k_E$  без точной калибровки модели. Управляющим параметром будет неразмывающая скорость потока, значение которой достаточно определено назначается на основе известных формул (Шамов, 1959; Мирцхулава, 1970). Причиной такого свойства модели является структура формул (7) – (9). Так как коэффициент доставки есть отношение скоростей транспорта и эрозии, их абсолютные значения существенной роли не играют. Это обстоятельство делает предлагаемую модель удобной для практического применения, а также для исследования зависимостей коэффициента доставки от характеристик стока воды и рельефа водосбора, в том числе для

установления физических основ эмпирических формул типа формулы (2).

## БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено по планам НИР (ГЗ) научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (№ 121051200166-4). Автор глубоко признателен Л.Ф. Литвину и В.Н. Голосову за предоставленные материалы измерений на Сатинском полигоне, а также двум рецензентам, замечания которых позволили улучшить текст статьи.

## ЛИТЕРАТУРА

Ажигиров А.А., Голосов В.Н., Добровольская Н.Г., Белоцерковский М.Ю., Жаркова Ю.Г., Калинина В.Р., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф., Ларионов Г.А., Литвин Л.Ф., Петров В.Н., Самодурова Л.С., Веретенникова М.В., Зорина Е.Ф., Любимов Б.П., Никольская И.И. Исследование стока воды и наносов на склоновых водосборах в бассейне р. Протвы. М.: ВИНИТИ. 6389-В87. 1987. 175 с.

Безухов Д.А., Голосов В.Н., Панин А.В. Оценка коэффициента доставки наносов малых водосборов в лесостепных и степных районах Восточно-Европейской равнины // Известия РАН. Серия географическая. 2019, № 4, с. 73–84.

Бутаков Г.П., Ермолаев О.П., Мозжерин В.И., Ковальчук И.П., Литвин Л.Ф., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. Формы проявления эрозионно-аккумулятивных процессов на малых речных водосборах // Эрозионные и русловые процессы. Луцк: 1991. С. 19–42.

Великанов М.А. Русловой процесс. М.: Физматиздат. 1958. 395 с.

Дементьев М.А. Транспорт одиночного твердого тела неоднородным потоком жидкости. Изв. ВНИИГ, 1955, № 54, с. 3–26.

Иванов М.М. Эрозионно-аккумулятивные процессы как фактор трансформации поля радиоактивного загрязнения бассейна р. Плавы. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2017. 24 с.

Ларионов Г.А., Краснов С.Ф. Гидрофизическая модель эрозии и возможности ее реализации // Экологические проблемы эрозии почв и русловых процессов. М.: Изд-во МГУ. 1992. С. 5–15.

Мирцхулава Ц.Е. Инженерные методы расчета и прогноз водной эрозии. М.: Колос. 1970. 239 с.

Сидорчук А.Ю. Эрозионно-аккумулятивные процессы на Русской равнине и проблемы заилиения малых рек // Тр. Академии водохозяйственных наук. Водохозяйственные проблемы русловедения. 1995. Вып. 1. С. 74–83.

Сидорчук А.Ю. Динамическая модель овражной эрозии // Геоморфология. 1998. № 4. С. 28–38.

Сухановский Ю.П., Пискунов А.Н. Модель с программным обеспечением для прогнозирования дождевой эрозии почв для пахотных земель. Курск: ВНИИЗИЗПЭ РАСХН, 2007. 20 с.

Шамов Г.И. Речные наносы. Л.: Гидрометеоиздат. 1959. 389 с.

Borselli, L., Cassi, P., Torri, D. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. *Catena* 75, 2008, 268–277.

De Roo A.P.J., Wesseling C.G., Ritserma C.J. LISEM: A single event physically-based hydrologic and soil erosion model for drainage basins. I: Theory, input and output // *Hydrological Processes*. 1996. Vol. 10 (8). P. 1107–1117.

Hairsine P.B., Rose C.W. Modelling water erosion due to overland flow using physical principles 1. Sheet flow // *Water resources research*. 1992. Vol. 28 (1). P. 237–244.

Nachtergaele, J., Poesen, J., Sidorchuk, A., Torri, D. Prediction of concentrated flow width in ephemeral gully channels. *Hydrological Processes*. 2002, 16, 1935–1953.

Nearing M.A., Foster G.R., Lane L.J., Finkner S.C. A Process-Based Soil Erosion Model for USDA-Water Erosion Prediction Project Technology Transactions of the American Society of Agricultural Engineers. Vol. 32. No. 5. pp. 1587–1593. 1989.

USDA, 1972. Sediment sources, yields, and delivery ratios. National Engineering Handbook, Section 3 Sedimentation. 14 p.

Vigiak, O., Borselli, L., Newham, L.T.H., McInnes, J., Roberts, A.M. Comparison of conceptual landscape metrics to define hillslope-scale sediment delivery ratio. *Geomorphology*. 2012. 138, 74–88.  
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.026>

## ОБ АВТОРЕ

Сидорчук Алексей Юрьевич, д.г.н., в.н.с., географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, [fluvial05@gmail.com](mailto:fluvial05@gmail.com)

# ON THE CALCULATION OF THE SEDIMENT DELIVERY RATIO

A.Yu. Sidorchuk

*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography  
fluvial05@gmail.com*

**Abstract.** A method for calculating the sediment delivery ratio during erosion in a small catchment area is proposed. A physically based model of soil erosion, transport and accumulation of sediments is used. The dependence of the erosion intensity on the amount of sediment particles transported in a given place is taken into account. If it is necessary to calculate the absolute values of erosion and accumulation, then the proposed model is well calibrated using measurement data, which allows it to be used for catchments for which there are measurement data for at least one runoff episode. If it is sufficient to know only the sediment delivery ratio, then this value is calculated by the relative values of erosion and accumulation and is practically independent of the absolute erosion rate. The main factor is the non-eroding flow velocity, the value of which is quite definitely assigned by formulas and does not require calibration. This allows calculating the sediment delivery coefficient based on a relatively small number of input characteristics of the relief, water runoff and soil and vegetation cover. The absence of the need for precise calibration makes the proposed model convenient for practical application, as well as for studying the dependencies of the sediment delivery ratio on the factors influencing it.

**Keywords:** soil erosion; sediment accumulation; sediment transport; physically based model

## ACKNOWLEDGMENTS

The study was conducted under the state assignment of the Research laboratory of soil erosion and fluvial processes, Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University (project no. 121051200166-4)

The author is deeply grateful to L.F. Litvin and V.N. Golosov for providing the measurement data at the Satinsky test site and also to two reviewers whose comments helped improve the text of the article.

## REFERENCES

Azhigirov A.A., Golosov V.N., Dobrovolskaya N.G., Belotserkovsky M.Yu., Zharkova Yu.G., Kalinina V.R., Kiryukhina Z.P., Krasnov S.F., Larionov G.A., Litvin L.F., Petrov V.N., Samodurova L.S., Veretennikova M.V., Zorina E.F., Lyubimov B.P., Nikolskaya I.I. Study of water and sediment runoff on the slopes of the catchments in the Protva River basin. Moscow: VINITI. 6389-B87. 1987. 175 p. (In Russ.)

Bezukhov D.A., Golosov V.N., Panin A.V. Assessment of the sediment delivery ratio of small catchments in forest-steppe and steppe regions of the East European Plain. *IZVESTIYA RAS. GEOGRAPHICAL SERIES*, 2019, No. 4, pp. 73–84. (In Russ.)

Borselli, L., Cassi, P., Torri, D. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. *Catena* 75, 2008. 268–277.

Butakov G.P., Ermolaev O.P., Mozzherin V.I., Kovalchuk I.P., Litvin L.F., Sidorchuk A.Yu., Cher-

nov A.V. Forms of manifestation of erosion-accumulative processes in small river catchments // *Erozionnye i ruslovye processy*. Lutsk: 1991. P. 19–42. (In Russ.)

De Roo A.P.J., Wesseling C.G., Ritserma C.J. LISEM: A single event physically-based hydrologic and soil erosion model for drainage basins. I: Theory, input and output // *Hydrological Processes*. 1996. No. 10. P. 1107–1117.

Dementyev M.A. Transport of a single solid body by a non-uniform fluid flow. *Izvestiya VNIIG*, 1955, No. 54, p. 3–26. (In Russ.)

Hairsine P.B., Rose C.W. Modelling water erosion due to overland flow using physical principles 1. Sheet flow // *Water resources research*. 1992. Vol. 28 (1). P. 237–244.

Ivanov M.M. Erosion-accumulative processes as a factor in the transformation of the radioactive contamination field of the Plava River basin. Abstract of Cand. Geogr. Sci. (Moscow State University, 2017). 24 p. (In Russ.)

Larionov G.A., Krasnov S.F. Hydrophysical model of erosion and the possibilities of its implementation // *Ekologicheskie problemy erozii pochv i ruslovyx processov*. Moscow: Moscow State University Publishing House. 1992. P. 5–15. (In Russ.)

Mirtskhulava Ts.E. Engineering methods for calculating and forecasting water erosion. Moscow: Kolos. 1970. 239 p. (In Russ.)

Nachtergael, J.; Poesen, J.; Sidorchuk, A.; Torri, D. Prediction of concentrated flow width in ephemeral gully channels. *Hydrological Processes*. 2002, 16, 1935–1953.

- Nearing M.A., Foster G.R., Lane L.J., Finkner S.C. A Process-Based Soil Erosion Model for USDA-Water Erosion Prediction Project Technology // Transactions of the American Society of Agricultural Engineers. Vol. 32. No. 5. P. 1587–1593. 1989.
- Shamov G.I. River sediments. L.: Gidrometeoizdat. 1959. 389 p. (In Russ.)
- Sidorchuk A.Yu. Dynamic model of gully erosion // Geomorfologiya. 1998. No. 4. P. 28–38. (In Russ.)
- Sidorchuk A.Yu. Erosion-accumulative processes on the Russian Plain and problems of siltation of small rivers // Trudy Akademii vodoxozyajstvennyx nauk. Vodoxozyajstvennye problemy ruslovedeniya. 1995. Issue 1. P. 74–83. (In Russ.)
- USDA, 1972. Sediment sources, yields, and delivery ratios. National Engineering Handbook, Section 3. Sedimentation. 14 p.
- Velikanov M.A. Channel process. Moscow: Fizmatzdat. 1958. 395 p. (In Russ.)
- Vigiak, O., Borselli, L., Newham, L.T.H., McInnes, J., Roberts, A.M. Comparison of conceptual landscape metrics to define hillslope-scale sediment delivery ratio. Geomorphology. 2012. 138, 74–88. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.026>
- Sukhanovsky Yu.P., Piskunov A.N. Model with software for forecasting rain erosion of soils for arable lands. Kursk: VNII ZiZPE RAAS, 2007. 20 p. (In Russ.)

#### ABOUT THE AUTHOR

Sidorchuk Alexey Yuryevich, Doctor of Sciences, PhD, Principal Scientist, Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, [fluvial05@gmail.com](mailto:fluvial05@gmail.com)

# ВЫЯВЛЕНИЕ ДОЛГОСРОЧНЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ИЗМЕНЕНИЯ ЭРОЗИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА ОСАДКОВ В УСЛОВИЯХ ВЛАЖНОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО КЛИМАТА С ЖАРКИМ ЛЕТОМ

Н.Р. Крючков<sup>1,2\*</sup>, О.А. Макаров<sup>3</sup>, В.В. Демидов<sup>3</sup>, П.С. Шульга<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Университет МГУ-ППИ в Шэньчжэне, Китай, биологический факультет

<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, биологический факультет

<sup>3</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, факультет почвоведения  
\*nrkruychkov@gmail.com

Поступила в редакцию 12.03.2025

После доработки 28.09.2025

Принята к публикации 18.10.2025

**Аннотация.** В данной работе исследуются долгосрочные изменения эрозионного потенциала осадков (R-фактора) в условиях муссонного климата Приморского края с использованием современных методов анализа временных рядов. R-фактор является ключевым параметром для оценки водной эрозии почв, однако его временная динамика в муссонных регионах изучена недостаточно. На основе 62-летних данных об осадках (1960–2022 гг.) метеостанции Свиягино (44.7997, 133.0831) был рассчитан временной ряд R-фактора с суточным разрешением. Для выявления скрытых закономерностей применялись методы детрендированного флюктуационного анализа (DFA) и анализа спектральной плотности мощности (PSD) после удаления трендов и сезонных компонент.

Результаты показали слабую персистентность временного ряда (показатель DFA  $\alpha = 0.534$ ), что означает умеренную предсказуемость эрозионных рисков на коротких временных интервалах. Высокое качество степенного соответствия ( $R^2 = 0.983$ ) подтверждает устойчивость выявленных закономерностей. Обнаружен характерный временной цикл продолжительностью 15.8 месяца, который может быть связан с крупномасштабными климатическими осцилляциями типа ENSO.

Полученные результаты позволяют улучшить точность прогнозирования эрозионных процессов в муссонных регионах и оптимизировать планирование противоэрозионных мероприятий. Выявленные фрактальные свойства R-фактора могут быть использованы для совершенствования моделей эрозии почв семейства USLE/RUSLE в условиях изменяющегося климата.

**Ключевые слова:** долгосрочные климатические циклы, фракционная размерность, сезонные колебания осадков, спектральная плотность мощности, мультидекадные осцилляции, муссонный режим

**DOI:** <https://doi.org/10.71367/3034-4638-2025-2-3-19-32>

## ВВЕДЕНИЕ

Водная эрозия почв представляет собой одну из наиболее серьезных экологических и экономических проблем современности, ежегодно приводящую к потере миллиардов тонн плодородного слоя и снижению продуктивности сельскохозяйственных земель по всему миру (Pimentel et al., 1995; Lal, 2001). Скорость эрозии почв во многих регионах значительно превышает скорость их естественного восстановления, что создает угрозу продовольственной безопасности для растущего населения планеты (Montgomery, 2007). В условиях изменяю-

щегося климата интенсивность эрозионных процессов возрастает, особенно в регионах с муссонным типом климата, где большая часть годовых осадков концентрируется в короткие периоды, создавая экстремальные условия для разрушения почвенного покрова (Nearing et al., 2004).

Для количественной оценки эрозионного воздействия атмосферных осадков в мировой практике широко используется показатель эрозионного потенциала осадков (R-фактор), который является ключевым компонентом универсального урав-

нения потерь почвы (USLE) и его модификаций (Wischmeier & Smith, 1978; Renard et al., 1997). R-фактор непосредственно отражает способность дождевых осадков вызывать отрыв почвенных частиц и их транспорт, что делает его незаменимым инструментом для прогнозирования и управления эрозионными процессами. Однако традиционные подходы к расчету R-фактора основаны на использовании среднемноголетних значений, что не позволяет учесть его временную изменчивость и связь с долгосрочными климатическими циклами (Panagos et al., 2015; Nearing et al., 2017).

Понимание временной динамики R-фактора становится особенно важным в контексте выявления скрытых закономерностей и долговременных зависимостей в климатических данных. Современные методы анализа временных рядов, такие как детрендированный флюктуационный анализ (DFA) и анализ спектральной плотности мощности (PSD), позволяют выявлять фрактальные свойства и корреляционную структуру климатических процессов, которые невозможно обнаружить традиционными статистическими методами (Kantelhardt et al., 2001; Magaap et al., 2004). Метод DFA особенно эффективен для исследования нестационарных временных рядов, поскольку позволяет отделить трендовые и сезонные компоненты от собственно флюктуаций процесса, делая возможным изучение его внутренних корреляционных свойств (Movahed et al., 2006; Varotsos et al., 2009). Дополнительное применение PSD-анализа обеспечивает независимую проверку результатов DFA и позволяет получить более полную картину спектральных характеристик изучаемого процесса (Hamed, 2008; Lovejoy & Schertzer, 2013).

Особый интерес представляет изучение временных характеристик R-фактора в регионах с влажным континентальным климатом с жарким летом (Dwa по классификации Кёппена), который характеризуется ярко выраженной сезонностью осадков и значительными контрастами между влажными и сухими периодами. Приморский край РФ является типичным представителем данного климатического типа, где муссонная циркуляция определяет концентрацию основной части годовых осадков в летне-осенний период, создавая уникальные условия для формирования эрозионного потенциала (Kononova, Lupo, 2020). Кроме того, данный регион подвержен влиянию крупномасштабных климатических осцилляций, таких как Эль-Ниньо–Южное колебание (ENSO), Тихоокеанское десятилетнее колебание (PDO) и Атлантическая мультидекадная осцилляция (AMO), которые могут модулировать режим осадков на межгодовых и

многолетних временных масштабах (Newman et al., 2016; Zhang & Delworth, 2007; Wang et al., 2000). Выявление связи между этими крупномасштабными процессами и локальной динамикой R-фактора может существенно улучшить понимание механизмов формирования эрозионного потенциала и повысить качество его прогнозирования.

Несмотря на важность проблемы, применение современных методов фрактального анализа к исследованию временной динамики R-фактора в муссонных регионах остается недостаточно изученным. Большинство существующих работ сосредоточено на анализе пространственного распределения R-фактора или его связи с изменением климата, в то время как вопросы выявления долговременных корреляций и характерных временных масштабов остаются открытыми. Применение методов DFA и PSD к анализу R-фактора в условиях климата Dwa представляет собой новый методологический подход, который может раскрыть ранее неизвестные закономерности в динамике эрозионного потенциала осадков.

Целью исследования является выявление временных закономерностей и фрактальных свойств эрозионного потенциала осадков (R-фактора) в климатических условиях Dwa с использованием методов детрендированного флюктуационного анализа и анализа спектральной плотности мощности. Достижение поставленной цели позволит получить новые знания о долгосрочных и сезонных колебаниях эрозионного потенциала, определить характерные временные масштабы процесса и оценить перспективы применения фрактального анализа в региональных климато-гидрологических исследованиях для совершенствования методов прогнозирования и управления эрозионными процессами.

## КРАТКИЙ ОБЗОР МЕТОДИК АНАЛИЗА ДЛИТЕЛЬНЫХ КОРРЕЛЯЦИЙ ВО ВРЕМЕННЫХ РЯДАХ

Анализ длительных взаимосвязей во временных рядах климатических и гидрологических параметров считается ключевой задачей для того, чтобы лучше понять динамику природных процессов и предвидеть их дальнейшее поведение. За последние десятилетия для ее решения все шире применяются подходы, построенные на идеях фрактальности и масштабной инвариантности временных последовательностей. Наиболее часто среди этих методов используются детрендированный флюктуационный анализ (Detrended Fluctuation Analysis, DFA) и оценка спектральной плотности мощности (Power Spectral Density, PSD).

### Анализ детрендированных флуктуаций с помощью метода DFA

На практике зависимость  $\log F(\Delta t) - \log \Delta t$  часто раскрывается в виде одной-двух областей масштабов, где локальный показатель  $\alpha$  (наклон кривой) меняет свое значение. Это может говорить о различиях в динамике процессов на коротких и длинных временных отрезках, например, в суточных и межгодовых колебаниях климатических параметров. Такой подход не только дает возможность количественно оценить корреляцию, но и позволяет обнаружить переходы между различными режимами вариабельности. Величина  $\alpha$  фактически служит маркером, позволяющим отделять разные типы корреляционной структуры у временных рядов. При  $\alpha = 0.5$  речь идет о чистом белом шуме — полностью некоррелированном случайном процессе, где каждое новое наблюдение статистически независимо от предыдущего. Значения  $\alpha$  в диапазоне от 0.5 до 1.0 указывают на наличие длительных положительных корреляций, так называемой персистентности: если в прошлом фиксировались высокие (или низкие) показатели, то в дальнейшем они с большей вероятностью повторятся. При  $\alpha > 1.0$  процесс уже считается нестационарным и характеризуется заметным трендом (Kantelhardt et al., 2002). Одним из ключевых моментов при работе с методом DFA считается проверка полученных результатов на их достоверность. В работе Magaap et al. (2004) предложен набор критериев, позволяющих оценить надежность коэффициента масштабирования  $\alpha$ . В их число входят: 1) проверка линейности зависимости  $\log [F(\Delta t)]$  от  $\log (\Delta t)$  на разных временных масштабах — такая линейность свидетельствует о степенном законе; 2) анализ устойчивости локальных наклонов функции флуктуаций, позволяющий выделить диапазоны масштабов, где оценка  $\alpha$  остается стабильной; 3) сопоставление результатов DFA с альтернативными подходами, например, с анализом спектральной плотности мощности. Метод DFA нашел широкое применение в климатологии и гидрологии. В исследовании Koscielny-Bunde et al. (1998) его использовали для анализа температурных рядов и обнаружили длительные корреляции с показателем  $\alpha \approx 0.65$ , что свидетельствует о персистентном характере температурных флуктуаций. Аналогично, Varotsos et al. (2009) применили DFA к глобальным температурным аномалиям, получив значения  $\alpha$  в диапазоне 0.6–0.7 и подтвердив наличие долговременной памяти в климатической системе. Kantelhardt et al.: в 2006 г., применив модифицированную версию многофрактального DFA (MFdfa), ученые проанализировали временные ряды осадков и обнаружили сложную

мультифрактальную структуру, где показатели  $\alpha$  варьировались от 0.5 до 0.9 в зависимости от региона и выбранного временного масштаба.

### Пошаговый анализ спектральной плотности мощности (PSD)

При повышении  $\beta$  роль долгопериодных колебаний усиливается, а долговременная память системы проявляется все ярче. Это соотношение дает возможность использовать PSD-анализ в качестве дополнительного способа подтверждения результатов, получаемых методом DFA. При чистом белом шуме ( $\alpha = 0.5$ ) спектр остается полностью плоским, то есть  $\beta = 0$ . А для персистентных процессов, когда  $0.5 < \alpha < 1$ , спектр приобретает степенной характер с показателем  $\beta$ , лежащим в диапазоне от 0 до 1, что соответствует так называемому розовому шуму, или фликершуму (Mandelbrot and Van Ness, 1968). Lovejoy и Schertzer (2013) провели всесторонний анализ климатических временных рядов разных параметров — температуры, осадков, давления — и обнаружили, что большинство из них характеризуется степенными спектрами, где коэффициент  $\beta$  находится в диапазоне от 0.2 до 0.8. Это, в свою очередь, соответствует персистентным процессам с  $\alpha$ , варьирующимися от 0.6 до 0.9. Полученные данные подтверждают наличие масштабной инвариантности и долговременной памяти в климатической системе на временных масштабах от суток до десятилетий. Поскольку эрозионный потенциал осадков тесно связан с тем, насколько сильны, продолжительны и часты ливни, обнаруживаемые во времени корреляции между отдельными осадочными эпизодами могут указывать на наличие длительной памяти в процессах атмосферной циркуляции и в системе влагонакопления. Поэтому применение методов DFA и PSD при анализе R-фактора оправдано: они позволяют выйти за рамки простого описательного статистического подхода и выявить скрытые закономерности временной динамики. При этом осознание корреляционной структуры временного ряда R-фактора оказывается критически важным для оценки эрозионных рисков и разработки противоэрозионных стратегий. Персистентность выше 0.5 ( $\alpha > 0.5$ ) указывает на то, что периоды с высоким эрозионным потенциалом склонны длиться, что требует своевременных и адекватных мер по защите почв. Наоборот, при  $\alpha$ , приближенном к 0.5, корреляций практически нет, что свидетельствует о случайном характере колебаний и снижает предсказуемость процессов. В данном исследовании мы прибегаем к методам DFA и PSD, чтобы проанализировать временной ряд R-фактора, стремясь раскрыть его

длительные корреляционные свойства, измерить степень персистентности процесса и отыскать преобладающие периодические компоненты. Оцененные параметры сопоставляются с типичными значениями показателя  $\alpha$ , характерного для климатических временных рядов, что позволяет детально охарактеризовать специфику корреляционной структуры эрозионного потенциала осадков. Таким образом, комбинированное использование DFA и PSD дает интегрированное представление как о временной устойчивости, так и о частотной организации эрозионного потенциала, закладывая фундамент для более точного прогноза и эффективного управления рисками деградации почв.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

### Район исследования и исходные данные

Исследование проводилось на основе данных метеорологической станции Свиягино, расположенной в Приморском крае (табл. 1). Данный регион характеризуется влажным континентальным климатом с жарким летом (Dwa по классификации Кёппена), для которого типичны муссонные дожди в летний период и сухая, холодная зима.

Для анализа использовались суточные данные об осадках за период с 1 января 1960 г. по 31 декабря 2022 г., полученные из архива Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных – ВНИИГМИ-МЦД (meteo.ru). На основе суточных данных рассчитывались годовые данные о количестве осадков. Если в течение месяца падались пропуски, они заполнялись медианным значением для данного месяца. Такой подход позволил обеспечить более точное восстановление пропущенных значений, учитывающее характерные закономерности выпадения осадков, а также минимизировать искажения сезонных и временных трендов. Пропущенные значения составили менее 5% от всех значений.

### Расчет R-фактора

На основе рассчитанных годовых значений количества осадков рассчитывалось годовое значение R-фактора.

Для расчета эрозионного потенциала осадков (R-фактора) был использован метод, предложенный (Naipal et al., 2015) для различных климатических зон. Данная методика основана на регрессионных зависимостях между годовыми суммами осадков и значениями R-фактора (зависимости получены для различных климатических условий по всему миру).

Для климата типа Dwa данная зависимость имеет следующий вид (формула (1)):

$$\log R = -0.572 + 1.238 \times \log P, \quad (1)$$

где  $\log R$  – десятичный логарифм среднегодового значения R-фактора;

$\log P$  – десятичный логарифм среднегодового количества осадков.

Все вычисления и операции с данными выполнялись в Python версии 3.13.2 (Python Software Foundation, 2025).

### Предобработка временных рядов данных R-фактора

Обработка временных рядов рассчитанных значений R-фактора включала последовательное устранение трендов и сезонных эффектов.

Для удаления долгосрочных вариаций применялась полиномиальная регрессия, позволяющая выявить и вычесть тренды. Порядок полинома выбирался на основе максимального значения скорректированного коэффициента детерминации ( $R^2_{adj}$ ), рассчитываемого для полиномов вплоть до пятнадцатого порядка.

### Методы анализа временных рядов

Для исследования масштабных свойств временных рядов был применен метод анализа флюктуаций с устранением тренда (Detrended Fluctuation Analysis, DFA), широко используемый для оценки дальнодействующих корреляций в нестационарных

Таблица 1. Описание данных

Table 1. Data description

ID станции ВМО	Название	Координаты (WGS 84)		Климатическая зона	Период наблюдений
		широта	долгота		
31931	Свиягино	44.7997	133.0831	Влажный континентальный климат с жарким летом (Dwa) по Кёппену	1960–2022 (62 года)

временных рядах (Peng et al., 1994; Kantelhardt et al., 2002).

Метод анализа флюктуаций с устранением тренда (DFA) включает следующие этапы:

### Интеграция временного ряда

Исходный временной ряд  $T(i)$  преобразуется в его накопленную сумму (формула (2)):

$$S(i) = \sum_{j=1}^i T(j), \quad (2)$$

где  $S(i)$  – интегрированная (накопленная) версия исходного временного ряда на шаге  $i$ ;

$T(j)$  – значение исходного временного ряда в момент времени  $j$ .

### Сегментация и полиномиальное приближение

Интегрированный временной ряд разбивается на непересекающиеся сегменты одинаковой длины  $\Delta t$ . В пределах каждого сегмента выполняется аппроксимация локального тренда с помощью полинома порядка  $l$ . Полученный полиномиальный тренд вычитается из данных с целью устранения нестационарных компонентов временного ряда.

### Вычисление функции флюктуаций

Функция флюктуаций с устранением тренда рассчитывается по формуле (3):

$$F_k^2(\Delta t) = \frac{1}{\Delta t} \sum_{i=\Delta t+1}^{(k+1)\Delta t} (S(i) - Z_k(i))^2, \quad (3)$$

где  $F_k(\Delta t)$  – функция флюктуаций в  $k$ -м сегменте для масштаба  $\Delta t$ ;

$\Delta t$  – длина сегмента (размер окна анализа);

$S(i)$  – интегрированный временной ряд на шаге  $i$ ;

$Z_k(i)$  – полиномиальная аппроксимация (локальный тренд) внутри  $k$ -го сегмента;

$k$  – индекс сегмента (нумерация сегментов начинается с нуля).

Итоговая функция флюктуаций вычисляется как среднее значение по всем сегментам (формула (4)):

$$F^2(\Delta t) = \frac{1}{N/\Delta t} \sum_{k=0}^{N/\Delta t - 1} F_k^2(\Delta t), \quad (4)$$

где  $F^2(\Delta t)$  – итоговая функция флюктуаций;

$N$  – общее количество точек во временном ряде;

$\Delta t$  – длина сегмента;

$F_k^2(\Delta t)$  – функция флюктуаций в  $k$ -м сегменте.

### Анализ масштабного поведения

Если временной ряд обладает свойством самоподобия (масштабной инвариантности), то согласно теории фрактального броуновского движения (Mandelbrot and Van Ness, 1968) и теории долговременно коррелированных процессов (Beran, 1994), функция флюктуаций подчиняется степенному закону (формула (5)):

$$F(\Delta t) \sim \Delta t^\alpha, \quad (5)$$

где  $\alpha$  (экспонента DFA) характеризует наличие дальнодействующих корреляций; в частности:

- $\alpha = 0.5$  указывает на некоррелированный сигнал («белый шум»);
- $0 < \alpha < 0.5$  свидетельствует об антиперсистентном поведении;
- $0.5 < \alpha < 1.0$  указывает на наличие персистентных дальнодействующих корреляций.

### Проверка наличия дальнодействующих зависимостей

В дополнение к расчету показателя DFA были проверены два ключевых условия, предложенных (Magaap et al., 2004), для подтверждения наличия дальнодействующих зависимостей:

#### Спад автокорреляционной функции (ACF)

Анализ ACF проводился для определения характера убывания: экспоненциального или степенного. Для подтверждения дальнодействующих корреляций требуется отклонение от экспоненциального спада.

#### Стабильность локального наклона

Анализировались локальные наклоны функции флюктуаций на логарифмическом графике (log-log plot) для оценки их устойчивости на различных временных масштабах. Значительные колебания локальных наклонов при больших значениях  $\Delta t$  свидетельствуют об отсутствии истинной дальнодействующей зависимости.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### Основные характеристики временного ряда R-фактора

На рис. 1 представлены исходные данные и данные после обработки.

Представленные данные (рис. 1a, 1б и 1в) демонстрируют практически полное отсутствие выраженного полиномиального тренда (скорректированный коэффициент детерминации составляет всего 0.0059), указывая на то, что эрозионный индекс осадков в основном формируется под влиянием сезонных и случайных колебаний. Низкое значение скорректированного  $R^2$  свидетельствует об отсутствии значимого систематического изменения данного показателя во времени, тогда как выраженная сезонная компонента подчеркивает периодический характер осадков. После устранения тренда и удаления сезонности (рис. 1в) итоговый ряд отражает уже не регулярную, а более хаотичную динамику, позволяя лучше выявлять экстремальные флюктуации и оценивать факторы, связанные с годичными циклами.

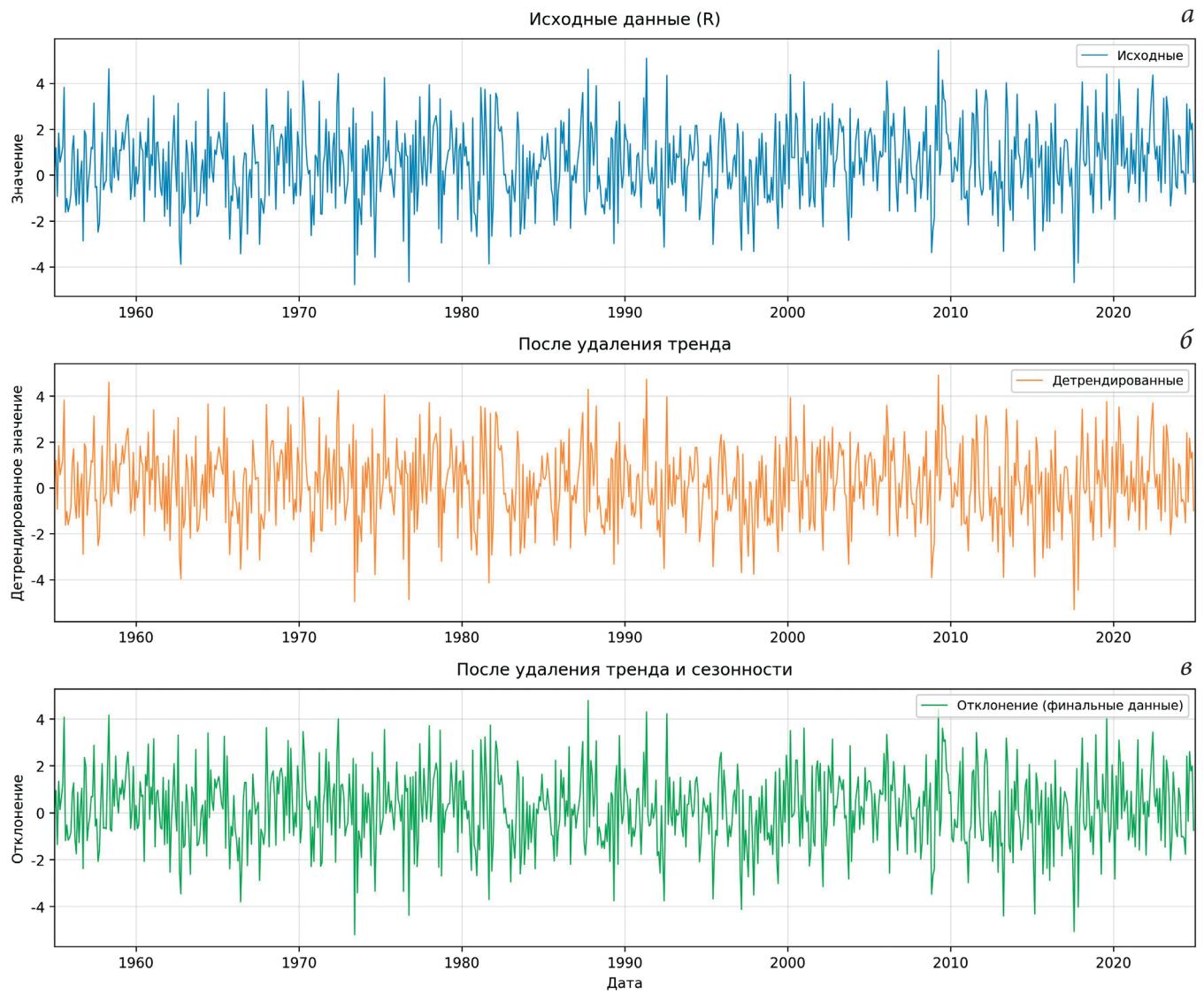


Рис. 1. Оригинальные данные (1a), после удаления тренда (1б), после удаления сезонности (1в)

Fig. 1. Original data (1a), after trend removal (1б), after seasonality removal (1в)

Результаты DFA приведены на рис. 2.

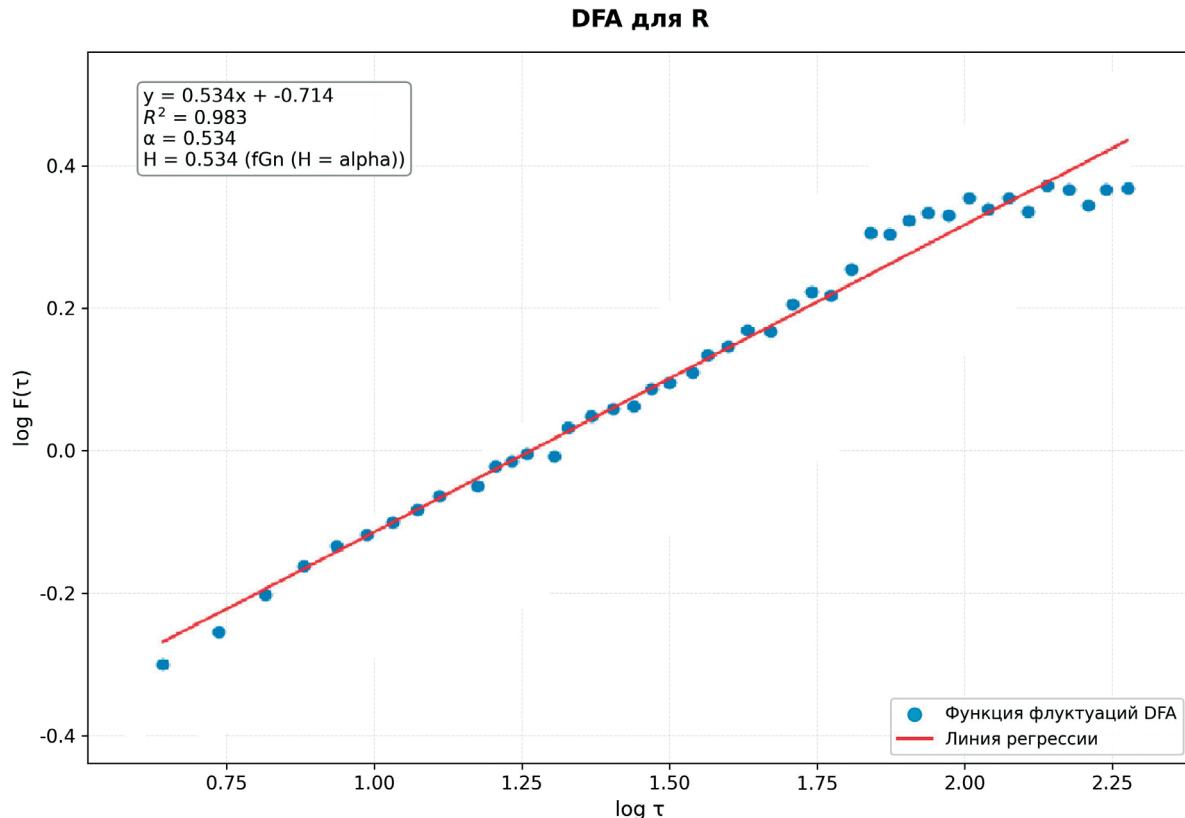
Применение DFA к временному ряду R-фактора показало высокую степень линейного соответствия **зависимости функции флюктуаций  $F(\Delta t)$  от временного масштаба  $\Delta t$**  в логарифмическом масштабе с коэффициентом детерминации  $R^2 = 0.983$ .

Полученное значение показателя  $\alpha$  находится в диапазоне  $0.5 < \alpha < 1.0$ , что соответствует слабо персистентному поведению временного ряда. Высокое значение коэффициента детерминации подтверждает устойчивость степенного закона масштабирования в исследуемом диапазоне временных масштабов.

После выполнения анализа DFA мы переходим к проверке данных на соответствие критериям Магаун (Magaun et al., 2004). Для дополнительной

проверки результатов DFA был проведен анализ спектральной плотности мощности временного ряда R-фактора. Спектральная плотность мощности показывает, как энергия (дисперсия) временного ряда распределена по различным частотам — от быстрых (краткосрочных) до медленных (долгосрочных) колебаний. Этот метод позволяет выявить доминирующие периодичности в данных и оценить характер временной изменчивости независимо от DFA. Рассмотрим спектральную плотность мощности (рис. 3).

Спектральный анализ временного ряда R-фактора выявил низкую степень соответствия как степенной, так и экспоненциальной моделям. Апроксимация степенной функцией дала показатель  $b = 0.05 \pm 0.12$  при коэффициенте детерминации



Зависимость логарифма функции флюктуаций от логарифма временного масштаба при применении метода DFA к временному ряду R-фактора

Рис. 2. Результаты применения DFA

Fig. 2. Results of DFA application

$R^2 = 0.045$ . Экспоненциальная аппроксимация показала еще более низкое соответствие с  $R^2 = 0.026$ .

В исследуемом диапазоне частот от 0.004 до 0.25 цикл/месяц значимые спектральные пики не обнаружены. Спектральная плотность мощности демонстрирует относительно равномерное распределение дисперсии (вариабельности) временного ряда по частотам без выраженных доминирующих периодичностей. Согласно второму критерию Магаун, рассмотрим локальные наклоны функций флюктуаций, оценивая их стабильность и соответствие ожидаемым значениям (рис. 4).

График локальных наклонов DFA демонстрирует характерный переход от области высокой вариабельности к стабильной области. При малых временных масштабах ( $\tau < 15.8$  месяца) наблюдается высокая изменчивость локальных наклонов со стандартным отклонением  $\sigma = 0.12$ . Начало стабильной области соответствует логарифмическому масштабу  $\log \tau = 1.200$ , что эквивалентно временному масштабу  $\tau = 15.8$  месяца.

В стабильной области ( $\tau \geq 15.8$  месяца) локальные наклоны демонстрируют устойчивые значения

$0.531 \pm 0.021$ , близкие к общему (интегральному) оценке показателя  $\alpha$ , полученной для всего временного ряда. Стандартное отклонение в этой области составляет  $\pm 0.045$ , а коэффициент вариации не превышает 4.0%. Максимальное отклонение от общего значения  $\alpha$  составляет  $\pm 0.08$ .

## ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Интерпретация фрактальных характеристик R-фактора

Полученное значение показателя DFA  $\alpha \approx 0.534$  указывает на слабую персистентность временного ряда R-фактора, что означает наличие умеренных положительных корреляций между значениями R-фактора в различные моменты времени. Для сравнения, при изучении климатических временных рядов типичные значения  $\alpha$  составляют: 0.5 для «белого шума» (отсутствие корреляций), 0.5–0.7 для слабо персистентных процессов, 0.7–1.0 для сильно персистентных процессов, и  $\alpha > 1.0$  для нестационарных процессов с трендом (Kantelhardt et al., 2002; Varotsos et al., 2009; Lovejoy and Schertzer, 2013).

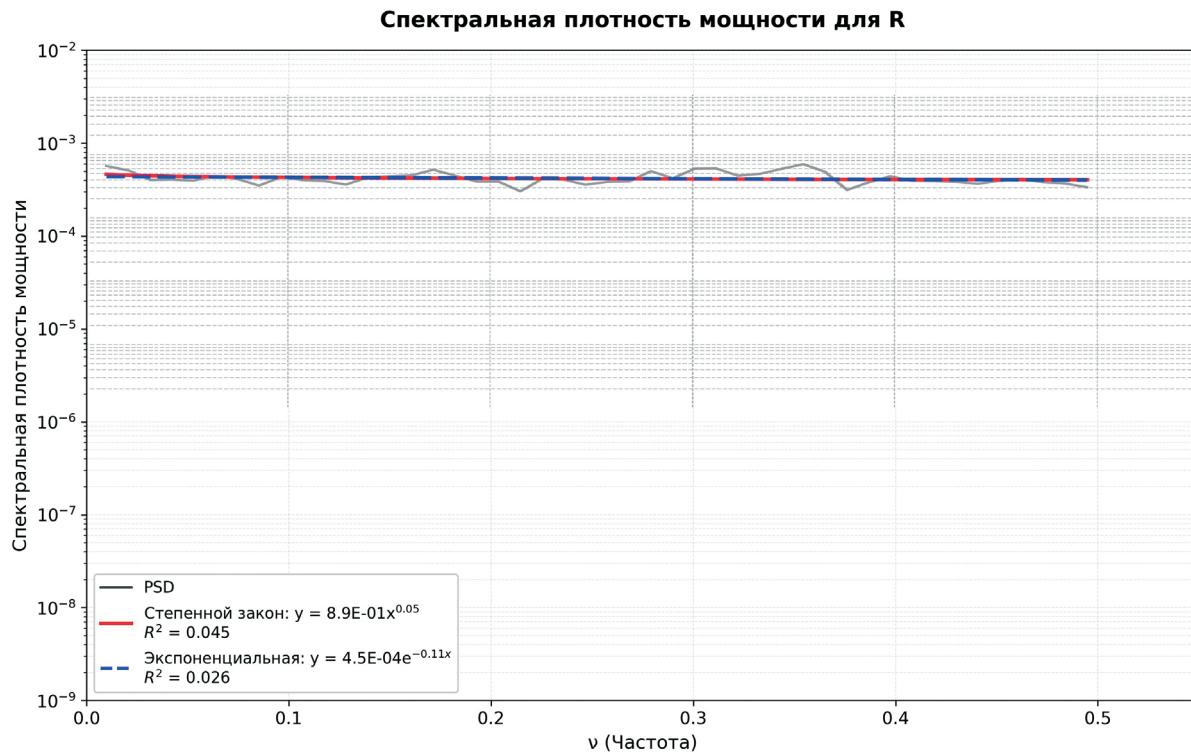


Рис. 3. График мощности спектральной плотности

Fig. 3. Power spectral density plot

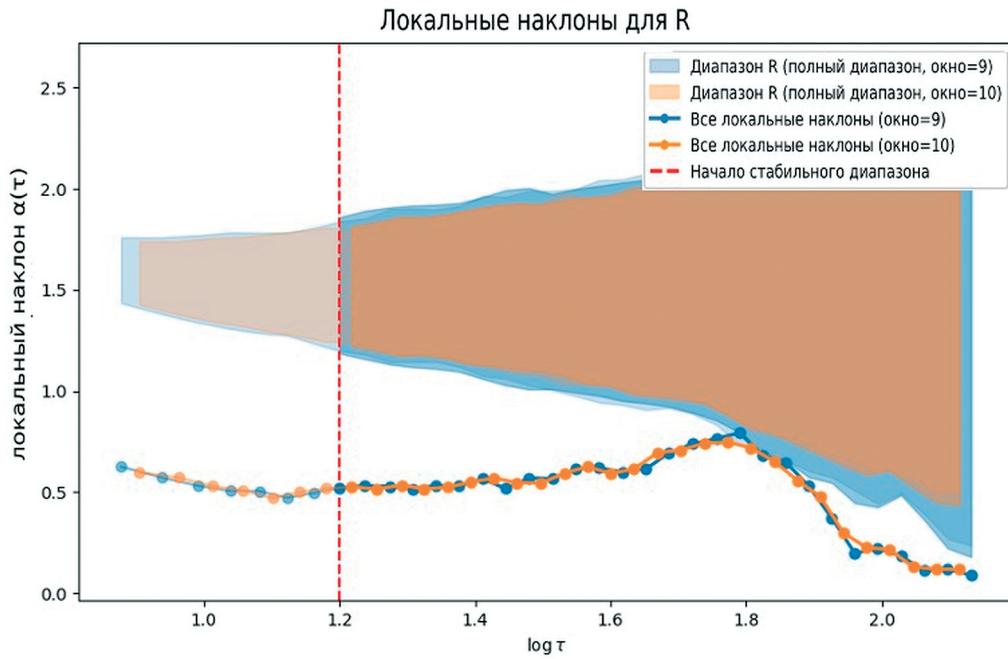


Рис. 4. График локальных наклонов

Fig. 4. Local slope plot

Полученное нами значение  $\alpha = 0.534$  близко к границе между случайными и слабо персистентными процессами, что характерно для климатических переменных, формируемых под влиянием

множественных факторов различных временных масштабов (Kantelhardt et al., 2001). Высокое качество степенного соответствия ( $R^2 = 0.983$ ) в DFA-анализе свидетельствует об устойчивости

масштабных свойств временного ряда R-фактора в широком диапазоне временных масштабов (от нескольких дней до нескольких лет). Отсутствие существенных долгосрочных изменений указывает в целом на стабильность эрозионного потенциала осадков за исследуемый интервал времени, что свидетельствует об относительном постоянстве климатических условий, формирующих эрозионные процессы в данном регионе.

### Климатические механизмы формирования характерного масштаба

Выявленная стабильная область локальных наклонов на масштабе ~15.8 месяца представлена особый интерес для понимания климатических механизмов формирования эрозионного потенциала осадков. Этот период может отражать взаимодействие нескольких климатических процессов различных временных масштабов (Baldwin et al., 2001).

Одним из возможных объяснений является взаимодействие годового цикла с межгодичными вариациями ENSO (глобального климатического явления, возникающего в результате изменений ветров и температуры поверхности моря в тропической зоне Тихого океана), средний период которого составляет 3–7 лет. «Биения» между годовым циклом и 3–4-летними компонентами ENSO могут формировать период около 15–18 месяцев (Trenberth, 1997), что согласуется с наблюдаемыми результатами (Wang et al., 2000).

Альтернативным механизмом может служить влияние Тихоокеанской декадной осцилляции (PDO) на региональном уровне (Zhang and Delworth, 2007). Newman и соавт. (Newman et al., 2016) показали, что PDO может модулировать интенсивность восточноазиатского муссона с характерными периодами 12–20 месяцев, что соответствует выявленной закономерности.

Для более точной идентификации природы этого цикла необходимы дополнительные исследования с привлечением данных о крупномасштабных климатических индексах.

### Практическое значение для управления эрозионными процессами

Выявленная слабая персистентность R-фактора ( $\alpha = 0.534$ ) приводит к важным практическим выводам. В отличие от сильно персистентных процессов, где экстремальные события имеют тенденцию к кластеризации во времени, слабая персистентность означает, что периоды высокого эрозионного потенциала не имеют выраженной тенденции следовать друг за другом. Это упрощает краткосрочное (сезонное) прогнозирование

эрозионных рисков, но затрудняет долгосрочное планирование.

Характерный масштаб 15.8 месяца также может использоваться для планирования ротации противоэрозионных мероприятий. Например, интенсивность обработки почвы и применения почвозащитных технологий может корректироваться с учетом этого цикла. Дополнительно, в условиях изменяющегося климата понимание фрактальных свойств R-фактора становится особенно важным. Если климатические изменения приведут к увеличению  $\alpha$  (усиленнию персистентности), это будет означать возрастание рисков кластеризации экстремальных эрозионных событий, что потребует пересмотра стратегий управления земельными ресурсами.

### Связь с моделями эрозии почв

Полученные результаты имеют прямое отношение к применению моделей семейства USLE/RUSLE в условиях муссонного климата. Традиционно R-фактор в этих моделях рассчитывается как среднемноголетнее значение, что не учитывает его временную изменчивость. Наши результаты показывают, что учет фрактальных свойств R-фактора может улучшить точность моделирования эрозии.

В частности, слабая персистентность R-фактора означает, что для точного моделирования эрозии в муссонных условиях необходимо использовать временные ряды R-фактора с высоким разрешением, а не среднемноголетние значения. Это особенно важно для моделирования экстремальных эрозионных событий, которые часто определяют суммарные потери почвы за относительно длительные интервалы времени.

### Ограничения исследования и направления дальнейших работ

Основным ограничением данного исследования является использование данных одной метеорологической станции, что не позволяет оценить пространственную изменчивость фрактальных свойств R-фактора. Дальнейшие исследования должны включать анализ сети станций для построения региональных карт масштабных параметров.

Перспективными направлениями дальнейших исследований являются:

1. Анализ мультифрактальных свойств R-фактора с использованием MF-DFA.
2. Исследование связи фрактальных характеристик с крупномасштабными климатическими индексами.
3. Разработка стохастических моделей генерации R-фактора на основе фрактальных свойств.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для изучения долгосрочных закономерностей эрозионного потенциала осадков в Приморском крае Российской Федерации, характеризующемся влажным континентальным климатом с жарким летом, впервые использовались методы детрендированного флюктуационного анализа. Было установлено, что фрактальные свойства R-фактора характеризуются слабой персистентностью ( $\alpha = 0.534 \pm 0.018$ ), указывающей на доминирование краткосрочных стохастических процессов над долгосрочными зависимостями. Отсутствие долговременной памяти подтверждается низкими значениями показателя спектральной плотности мощности ( $b \approx 0.05$ ).

Выявленный характерный масштаб 15.8 месяца в изменчивости R-фактора отражает переход от нестабильного к устойчивому режиму масштабирования и может быть связан с взаимодействием годовых циклов с междугодичными климатическими осцилляциями. Методологические преимущества DFA позволили выявить тонкие масштабные закономерности в нестационарных климатических рядах, недоступные традиционным методам анализа.

Практическая значимость результатов заключается в возможности совершенствования моделей USLE/RUSLE через учет фрактальных свойств R-фактора и в оптимизации стратегий управления эрозионными процессами на основе выявленных временных масштабов. Полученные результаты расширяют понимание фрактальных свойств климатических процессов в муссонных регионах и создают методологическую основу для анализа эрозионного потенциала в условиях изменяющегося климата.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при поддержке грантов Фонда строительства высококачественных университетов Шэньчжэня и Департамента образования провинции Гуандун (№ 023KQNCX095).

## ЛИТЕРАТУРА

**ВНИИГМИ-МЦД.** Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных. URL: <http://meteo.ru/> (Дата обращения: 10.04.2025).

Angulo-Martínez M., Beguería S. Estimating rainfall erosivity from daily precipitation records: A comparison among methods using data from the Ebro Basin (NE Spain) // Journal of Hydrology. 2009. Vol. 379. No. 1–2. P. 111–121.  
DOI: 10.1016/j.jhydrol.2009.09.051.

Beran, J. Statistics for Long-Memory Processes. Chapman and Hall, New York. 1994.

Hamed K.H. Trend detection in hydrologic data: The Mann–Kendall trend test under the scaling hypothesis // Journal of Hydrology. 2008. Vol. 349. No. 3–4. P. 350–363. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.11.009.

Kantelhardt J.W., Koscielny-Bunde E., Rego H.H.A., Havlin S., Bunde A. Detecting long-range correlations with detrended fluctuation analysis // Physica A: Statistical Mechanics and its Applications. 2001. Vol. 295. No. 3–4. P. 441–454.  
DOI: 10.1016/S0378-4371(01)00144-3.

Kantelhardt, J.W., Zschiegner, S.A., Koscielny-Bunde, E., Havlin, S., Bunde, A., & Stanley, H.E. Multifractal detrended fluctuation analysis of nonstationary time series. Physica A, 2002. 316(1-4), 87–114.

Kantelhardt, J.W., Rybski, D., Zschiegner, S.A., Braun, P., Koscielny-Bunde, E., Livina, V., Havlin, S., Bunde, A. Multifractality of river runoff and precipitation: Comparison of fluctuation analysis and wavelet methods. Physica A, 2006. 330(1-2), 240–245.

Knudsen M.F., Seidenkrantz M.S., Jacobsen B.H., Kuijpers A. Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years // Nature Communications. 2011. Vol. 2. P. 178.  
DOI: 10.1038/ncomms1186.

Kononova N.K., Lupo A.R. An investigation of circulation regime variability and dangerous weather phenomena in Russia in the 21st century // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2020. Vol. 606. 012023.  
DOI: 10.1088/1755-1315/606/1/012023

Koscielny-Bunde, E., Bunde, A., Havlin, S., Roman, H.E., Goldreich, Y., Schellnhuber, H.J. Indication of a universal persistence law governing atmospheric variability. Physical Review Letters, 1998. 81(3), 729–732.

Lal, R. Soil degradation by erosion. Land Degradation & Development, 2001. 12(6), 519–539.

Lovejoy S., Schertzer D. The Weather and Climate: Emergent Laws and Multifractal Cascades. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. 496 p.

Mandelbrot, B.B., Van Ness, J.W. Fractional Brownian motions, fractional noises and applications. SIAM Review, 1968. 10(4), 422–437.

Maraun D., Rust H.W., Timmer J. Tempting long-memory — on the interpretation of DFA results // Nonlinear Processes in Geophysics. 2004. Vol. 11. No. 4. P. 495–503. DOI: 10.5194/npg-11-495-2004.

Montgomery, D.R. Soil erosion and agricultural sustainability. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2007. 104(33), 13268–13272.

Movahed M.S., Jafari G.R., Ghasemi F., Rahvar S., Tabar M.R.R. Multifractal detrended fluctuation analysis of sunspot time series // Journal of Statistical

Mechanics: Theory and Experiment. 2006. P. 02003. DOI: 10.1088/1742-5468/2006/02/P02003.

Naipal V., Reick C., Pongratz J., Van Oost K. Improving the global applicability of the RUSLE model – adjustment of the topographical and rainfall erosivity factors // Geoscientific Model Development. 2015. Vol. 8. P. 2893–2913. DOI: 10.5194/gmd-8-2893-2015.

Nearing M.A., Yin S., Borrelli P., Polyakov V.O. Rainfall erosivity: An historical review // CATENA. 2017. Vol. 157. P. 357–362. DOI: 10.1016/j.catena.2017.06.004.

Nearing, M.A., Pruski, F.F., & O'Neal, M.R. Expected climate change impacts on soil erosion rates: a review. Journal of Soil and Water Conservation, 2004. 59(1), 43–50.

Newman M., Alexander M.A., Ault T.R., Cobb K.M., Deser C., Di Lorenzo E., Mantua N.J., Miller A.J., Minobe S., Nakamura H., Schneider N. The Pacific decadal oscillation, revisited // Journal of Climate. 2016. Vol. 29. No. 12. P. 4399–4427. DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0508.1.

Panagos P., Ballabio C., Borrelli P., Meusburger K., Klik A., Rousseva S., Alewell C. Rainfall erosivity in Europe // Science of the Total Environment. 2015. Vol. 511. P. 801–814. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2015.01.008.

Peel M.C., Finlayson B.L., McMahon T.A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification // Hydrology and Earth System Sciences. 2007. Vol. 11. No. 5. P. 1633–1644.

Peng, C.K., Buldyrev, S.V., Havlin, S., Simons, M., Stanley, H.E., Goldberger, A.L. Mosaic organization of DNA nucleotides. Physical Review E, 1994. 49(2), 1685–1689.

Pimentel, D., Harvey, C., Resosudarmo, P., Sinclair, K., Kurz, D., McNair, M., ... & Blair, R. Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits. Science, 1995. 267(5201), 1117–1123.

Python Software Foundation. Python Language Reference, version 3.13.2. URL: <https://www.python.org/downloads/release/python-3132/> (Дата обращения: 10.04.2025).

Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., McCool D.K., Yoder D.C. Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). Agriculture Handbook No. 703. USDA, Washington, DC, USA, 1997. 384 p.

Rust, H.W., Mestre, O., Venema, V.K.C. Fewer jumps, less memory: Homogenized temperature records and long memory. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2008. 113(D19), D19110.

Taqqu, M.S., Teverovsky, V., Willinger, W. Estimators for long-range dependence: An empirical study. Fractals, 1995. 3(4), 785–798.

Trenberth K.E. The definition of El Niño // Bulletin of the American Meteorological Society. 1997. Vol. 78. No. 12. P. 2771–2777.

Varotsos C., Ondov J., Efstathiou M. Scaling properties of air pollution in Athens, Greece and Baltimore, Maryland // Atmospheric Environment. 2009. Vol. 43. No. 25. P. 4015–4023. DOI: 10.1016/j.atmosenv.2009.05.001.

Varotsos, C.A., Efstathiou, M.N., Cracknell, A.P. On the scaling effect in global surface air temperature anomalies. Atmospheric Chemistry and Physics, 2009. 9(14), 4985–4992.

Wang, B., Wu, R., & Fu, X. Pacific–East Asian teleconnection: how does ENSO affect East Asian climate? Journal of Climate, 2000. 13(9), 1517–1536.

Wischmeier W.H., Smith D.D. Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning. Agriculture Handbook No. 537. USDA, Washington, DC, USA, 1978. 58 p.

Yin S., Xie Y., Liu B., Nearing M.A. Rainfall erosivity estimation based on rainfall data of various temporal resolutions // CATENA. 2020. Vol. 193. 104635. DOI: 10.1016/j.catena.2020.104635.

Zhang R., Delworth T.L. Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on North Pacific climate variability // Geophysical Research Letters. 2007. Vol. 34. No. 23. L23708. DOI: 10.1029/2007GL031601.

## ОБ АВТОРАХ

Никита Романович Крючков, кандидат биологических наук, преподаватель биологического факультета Университета МГУ-ППИ в Шэнчжэне и научный сотрудник кафедры общей экологии и гидробиологии биологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Шэнчжэнь, КНР.

Олег Анатольевич Макаров, доктор биологических наук, профессор, заведующий кафедрой эрозии и охраны почв факультета почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова. Москва.

Валерий Витальевич Демидов, доктор биологических наук, профессор кафедры эрозии и охраны почв факультета почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова. Москва.

Павел Станиславович Шульга, кандидат сельскохозяйственных наук, доцент кафедры эрозии и охраны почв факультета почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова. Москва.

# IDENTIFICATION OF LONG-TERM PATTERNS IN RAINFALL EROSIONITY UNDER A HUMID CONTINENTAL CLIMATE WITH HOT SUMMERS

N.R. Kriuchkov<sup>1,2\*</sup>, O.A. Makarov<sup>3</sup>, V.V. Demidov<sup>3</sup>, P.S. Shulga<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Shenzhen MSU-BIT University, China, Faculty of Biology

<sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Faculty of Biology

<sup>3</sup>Lomonosov Moscow State University, Faculty of Soil Science

\*nrkriuchkov@gmail.com

**Abstract.** The long-term patterns of the erosional potential of precipitation (R-factor) in the monsoon climate of Primorsky Krai are investigated using modern time series analysis methods.

This study presents an analysis of the rainfall erosivity potential (R-factor) under a humid continental climate with hot summers (Dwa in the Köppen climate classification) using Detrended Fluctuation Analysis (DFA) and Power Spectral Density (PSD) methods. The original data, covering the period from 1960 to 2022, were pre-processed by removing trends and seasonal components, which allowed for identifying the dominant role of seasonal and random fluctuations in shaping temporal variations of the R-factor. The DFA results demonstrated a high degree of linear conformity in logarithmic scale ( $R^2 = 0.983$ ) with a scaling parameter  $\alpha \approx 0.534$ , indicating weak persistence and moderate correlations typical for processes dominated by short-term episodic precipitation events. The analysis of local DFA slopes revealed a stable region at a scale of approximately 15.8 months, reflecting the influence of annual seasonal cycles and potential interannual climate oscillations, such as the Pacific Decadal Oscillation (PDO) or the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO). Meanwhile, PSD analysis confirmed the absence of pronounced long-term memory and fractal structure in the spectrum, consistent with DFA findings. These results emphasize the importance of a comprehensive approach to studying rainfall erosivity potential and highlight the promising application of fractal analysis methods for identifying climatic and hydrological patterns in regions with pronounced seasonality and high rainfall variability.

**Keywords:** long-term climate cycles, fractional dimension, seasonal rainfall fluctuations, power spectral density, multidecadal oscillations, monsoon regime

## ACKNOWLEDGMENTS

The work was supported by the Shenzhen High-level University Construction Funding, the Department of Education of Guangdong Province (No. 023KQNCX095)

## REFERENCES

VNIIGMI-MCD. Vserossiyskiy Nauchno-Issledovatel'skiy Institut Gidrometeorologicheskoy Informatii – Mirovoy Tsentr Dannykh. URL: <http://meteo.ru/> (accessed: April 10, 2025).

Angulo-Martínez M., Beguería S. Estimating rainfall erosivity from daily precipitation records: A comparison among methods using data from the Ebro Basin (NE Spain) // Journal of Hydrology. 2009. Vol. 379. No. 1–2. P. 111–121.  
DOI: 10.1016/j.jhydrol.2009.09.051.

Beran, J. Statistics for Long-Memory Processes. Chapman and Hall, New York. 1994.

Hamed K.H. Trend detection in hydrologic data: The Mann–Kendall trend test under the scaling hypothesis // Journal of Hydrology. 2008. Vol. 349. No. 3–4. P. 350–363. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.11.009.

Kantelhardt J.W., Koscielny-Bunde E., Rego H.H.A., Havlin S., Bunde A. Detecting long-range correlations with detrended fluctuation analysis // Physica A: Statistical Mechanics and its Applications. 2001. Vol. 295. No. 3–4. P. 441–454.  
DOI: 10.1016/S0378-4371(01)00144-3.

Kantelhardt, J.W., Zschiegner, S.A., Koscielny-Bunde, E., Havlin, S., Bunde, A., & Stanley, H.E. Multifractal detrended fluctuation analysis of nonstationary time series. Physica A, 2002. 316(1-4), 87–114.

Kantelhardt, J.W., Rybski, D., Zschiegner, S.A., Braun, P., Koscielny-Bunde, E., Livina, V., Havlin, S., Bunde, A. Multifractality of river runoff and precipitation: Comparison of fluctuation analysis and wavelet methods. Physica A, 2006. 330(1-2), 240–245.

Knudsen M.F., Seidenkrantz M.S., Jacobsen B.H., Kuijpers A. Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years // Nature Communications. 2011. Vol. 2. P. 178.  
DOI: 10.1038/ncomms1186.

Kononova N.K., Lupo A.R. An investigation of circulation regime variability and dangerous weather phenomena in Russia in the 21st century // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science.

2020. Vol. 606. 012023.  
DOI: 10.1088/1755-1315/606/1/012023
- Koscielny-Bunde, E., Bunde, A., Havlin, S., Roman, H.E., Goldreich, Y., Schellnhuber, H.J. Indication of a universal persistence law governing atmospheric variability. *Physical Review Letters*, 1998. 81(3), 729–732.
- Lal, R. Soil degradation by erosion. *Land Degradation & Development*, 2001. 12(6), 519–539.
- Lovejoy S., Schertzer D. *The Weather and Climate: Emergent Laws and Multifractal Cascades*. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. 496 p.
- Mandelbrot, B.B., Van Ness, J.W. Fractional Brownian motions, fractional noises and applications. *SIAM Review*, 1968. 10(4), 422–437.
- Maraun D., Rust H.W., Timmer J. Tempting long-memory – on the interpretation of DFA results // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2004. Vol. 11. No. 4. P. 495–503. DOI: 10.5194/npg-11-495-2004.
- Montgomery, D.R. Soil erosion and agricultural sustainability. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2007. 104(33), 13268–13272.
- Movahed M.S., Jafari G.R., Ghasemi F., Rahvar S., Tabar M.R.R. Multifractal detrended fluctuation analysis of sunspot time series // *Journal of Statistical Mechanics: Theory and Experiment*. 2006. P. 02003. DOI: 10.1088/1742-5468/2006/02/P02003.
- Naipal V., Reick C., Pongratz J., Van Oost K. Improving the global applicability of the RUSLE model – adjustment of the topographical and rainfall erosivity factors // *Geoscientific Model Development*. 2015. Vol. 8. P. 2893–2913. DOI: 10.5194/gmd-8-2893-2015.
- Nearing M.A., Yin S., Borrelli P., Polyakov V.O. Rainfall erosivity: An historical review // *CATENA*. 2017. Vol. 157. P. 357–362.  
DOI: 10.1016/j.catena.2017.06.004.
- Nearing, M.A., Pruski, F.F., & O'Neal, M.R. Expected climate change impacts on soil erosion rates: a review. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2004. 59(1), 43–50.
- Newman M., Alexander M.A., Ault T.R., Cobb K.M., Deser C., Di Lorenzo E., Mantua N.J., Miller A.J., Minobe S., Nakamura H., Schneider N. The Pacific decadal oscillation, revisited // *Journal of Climate*. 2016. Vol. 29. No. 12. P. 4399–4427.  
DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0508.1.
- Panagos P., Ballabio C., Borrelli P., Meusburger K., Klik A., Rousseva S., Alewell C. Rainfall erosivity in Europe // *Science of the Total Environment*. 2015. Vol. 511. P. 801–814.  
DOI: 10.1016/j.scitotenv.2015.01.008.
- Peel M.C., Finlayson B.L., McMahon T.A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification // *Hydrology and Earth System Sciences*. 2007. Vol. 11. No. 5. P. 1633–1644.
- Peng, C.K., Buldyrev, S.V., Havlin, S., Simons, M., Stanley, H.E., Goldberger, A.L. Mosaic organization of DNA nucleotides. *Physical Review E*, 1994. 49(2), 1685–1689.
- Pimentel, D., Harvey, C., Resosudarmo, P., Sinclair, K., Kurz, D., McNair, M., ... & Blair, R. Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits. *Science*, 1995. 267(5201), 1117–1123.
- Python Software Foundation. *Python Language Reference*, version 3.13.2. URL: <https://www.python.org/downloads/release/python-3132/> (Дата обращения: 10.04.2025).
- Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., McCool D.K., Yoder D.C. *Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*. Agriculture Handbook No. 703. USDA, Washington, DC, USA, 1997. 384 p.
- Rust, H.W., Mestre, O., Venema, V.K.C. Fewer jumps, less memory: Homogenized temperature records and long memory. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2008. 113(D19), D19110.
- Taqqu, M.S., Teverovsky, V., Willinger, W. Estimators for long-range dependence: An empirical study. *Fractals*, 1995. 3(4), 785–798.
- Trenberth K.E. The definition of El Niño // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1997. Vol. 78. No. 12. P. 2771–2777.
- Varotsos C., Ondov J., Efstathiou M. Scaling properties of air pollution in Athens, Greece and Baltimore, Maryland // *Atmospheric Environment*. 2009. Vol. 43. No. 25. P. 4015–4023.  
DOI: 10.1016/j.atmosenv.2009.05.001.
- Varotsos, C.A., Efstathiou, M.N., Cracknell, A.P. On the scaling effect in global surface air temperature anomalies. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2009. 9(14), 4985–4992.
- Wang, B., Wu, R., & Fu, X. Pacific–East Asian teleconnection: how does ENSO affect East Asian climate? *Journal of Climate*, 2000. 13(9), 1517–1536.
- Wischmeier W.H., Smith D.D. Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning. Agriculture Handbook No. 537. USDA, Washington, DC, USA, 1978. 58 p.
- Yin S., Xie Y., Liu B., Nearing M.A. Rainfall erosivity estimation based on rainfall data of various temporal resolutions // *CATENA*. 2020. Vol. 193. 104635.  
DOI: 10.1016/j.catena.2020.104635.
- Zhang R., Delworth T.L. Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on North Pacific climate variability // *Geophysical Research Letters*. 2007. Vol. 34. No. 23. L23708.  
DOI: 10.1029/2007GL031601.

**ABOUT THE AUTHORS**

Nikita Romanovich Kriuchkov, PhD in Biology, Lecturer at the Department of Biology at the Shenzhen MSU-BIT University, and Research Fellow at the Department of General Ecology and Hydrobiology at the Faculty of Biology at Lomonosov Moscow State University. Shenzhen, China.

Oleg Anatolyevich Makarov, Doctor of Biological Sciences, Professor, Head of the Department of Soil Erosion and Protection at the Faculty of Soil Science at Lomonosov Moscow State University. Moscow.

Valery Vitalievich Demidov, Doctor of Biological Sciences, Professor of the Department of Soil Erosion and Protection at the Faculty of Soil Science, Lomonosov Moscow State University. Moscow.

Pavel Stanislavovich Shulga, Candidate of Agricultural Sciences, Associate Professor of the Department of Soil Erosion and Protection at the Faculty of Soil Science, Lomonosov Moscow State University. Moscow.

## «МЕАНДР» И «ИЗЛУЧИНА» КАК МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ ПЛАНИМЕТРИИ МЕАНДРИРУЮЩЕГО РУСЛА: АНАЛИЗ СУЩЕСТВУЮЩИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

В.И. Замышляев

ФГБУ «Государственный гидрологический институт», Санкт-Петербург, Россия

viza51@mail.ru

Поступила в редакцию 06.08.2025

После доработки 03.09.2025

Принята к публикации 08.09.2025

**Аннотация.** Статья посвящена описанию и сравнению двух подходов, применяемых при изучении планиметрии русел меандрирующих рек методами гидроморфологического анализа: подход, разработанный и широко применяемый в советской (российской) школе исследований руслового процесса, в которой за основную морфологическую единицу русла меандрирующей реки принимается излучина, и подход, в котором основной морфологической единицей является меандр, — этот подход более распространен в исследованиях зарубежных авторов. Показывается, что первый подход, определяющий излучину как участок русла между двумя последовательными точками перегиба осевой линии русла, позволяет однозначно идентифицировать излучины по картографическим материалам. В то же время формулировки, используемые во втором подходе, в большинстве случаев не позволяют даже точно идентифицировать участок русла, определяемый как меандр. Более того, внутри второго подхода можно выделить два способа определения меандра, в одном из которых за меандр принимается участок русла между тремя последовательными точками перегиба осевой линии русла, а во втором — участок русла между двумя последовательными вершинами, лежащими по одну сторону от осевой линии пояса меандрирования. Ввиду все более широкого внедрения полуавтоматических и автоматических процедур в проведение гидроморфологического анализа точность идентификации анализируемых объектов приобретает дополнительную важность. Исходя из этого, концепция «излучина» представляется более определенной, технологичной и надежной, чем концепция «меандр», а потому при проведении морфометрического анализа и поиске закономерностей изменений плановой конфигурации меандрирующих русел есть смысл основываться преимущественно на подходе, использующем в качестве основной морфологической единицы излучину.

**Ключевые слова:** русловые процессы, ГИС-анализ, осевая линия русла, точки перегиба, системы измерителей для излучин и меандров

**DOI:** <https://doi.org/10.71367/3034-4638-2025-2-3-33-41>

### ВВЕДЕНИЕ

При изучении руслового процесса до настоящего времени преобладает гидроморфологический подход, при котором на различных структурных уровнях принято выделять типовые морфологические единицы. Например, морфологической единицей на структурном уровне микроформ является гряда. Аналогичные морфологические единицы выделяются и при исследованиях меандрирующих рек, особенно в связи с изучением их плановых конфигураций, причем в западных школах в качестве такой морфологической единицы чаще всего принимается «меандр» («meander»), а в отечественных (совет-

ской и российской) — преимущественно «излучина» («bend») (иногда, впрочем, их тоже называют меандрами, и в этом смысле можно сказать, что меандр более часто применяемое понятие).

Широко известно, что термин «меандр» произошел от названия известной своим чрезвычайно извилистой руслом р. Мендерес, расположенной в Малой Азии к югу от Измира, к востоку от древнегреческого, а ныне турецкого г. Милет; современное турецкое название реки — Бүyük Menderes (Бююк-Мендерес). В результате даже в Классической Греции (и в более поздней греческой

литературе) название реки стало нарицательным, обозначающим всё замысловатое и извилистое, например, декоративные узоры, речь и идеи, а также геоморфологические особенности.

Исследование плановых форм речных русел, начавшееся в конце XIX в., исторически развивалось усилиями прежде всего европейских исследователей, хотя, безусловно, нельзя не отметить большой вклад российских ученых В.М. Лохтина (Лохтин, 1897) и Н.С. Лелявского (Лелявский, 1893) в исследования динамики русловых потоков и морфологии речных русел. Но всё же системное описание плановых форм русел впервые появилось в работах Л. Фарга (Fargue, 1908), М. Джейфферсона (Jefferson, 1902), К. Инглиса (Inglis, 1937) и других. Некоторым обобщением результатов этих исследований могут считаться ставшие классическими работы Лиопольда и Уолмэна (Leopold, Wolman, 1957; Leopold, Wolman, 1960) (фамилии авторов приведены в той транслитерации, которая использована в резюме на русском языке к публикации 1960 г. (Leopold, Wolman, 1960): Люна Б. Лиопольд и М. Гордон Уолмэн).

В последние годы в практику проведения гидроморфологического анализа всё активнее внедряются методы обработки картографического материала и, в первую очередь, космических снимков, которые позволяют в автоматическом или полуавтоматическом режиме идентифицировать те или иные водные объекты, в частности, водотоки и представлять их характерными для таких объектов линиями, например, линиями берегов или осевыми линиями русла. Алгоритмы, которые разрабатываются и используются для подобных целей (здесь не рассматриваются), требуют формально строгого определения объектов, интересующих исследователей. Без этого последующее определение количественных характеристик планиметрических параметров, используемых в русловых исследованиях, их дальнейший анализ и поиск морфометрических соотношений теряют всякий смысл. Соответственно, цель настоящей работы — проанализировать различия в подходах, применяемых при исследовании планиметрии меандрирующего русла и выражаемых в различии используемых структурных морфологических единиц — «меандр» и «излучина». В статье рассматривается, какое содержание различные авторы, основывающие свои исследования на концепциях «меандр» или «излучина», вкладывают в эти понятия. Сравнение указанных морфологических единиц производится на предмет однозначности их определения, возможности адекватного описания планиметрии меандрирующего русла и удобства применения для последующего анализа.

Отметим, что в статье анализируются только параметры плановых форм меандрирующих русел, их связь с гидрологическими характеристиками не исследуется.

## АНАЛИЗ ПОДХОДОВ К ОПИСАНИЮ ПЛАНИМЕТРИИ МЕАНДРИРУЮЩЕГО РУСЛА

Анализ существующих систем описания морфологических единиц меандрирующего русла и их сравнение между собой начнем с подхода, при котором такой морфологической единицей для проведения гидроморфологического анализа является излучина. Причина не только в том, что этот подход получил наибольшее распространение в нашей стране и в странах, входивших в состав СССР, но и в том, что, на наш взгляд, эта система более цельная и логически гораздо менее противоречивая. Такой подход развивался усилиями ведущих советских ученых, работавших в отделе русловых процессов Государственного гидрологического института (ГГИ), — Н.Е. Кондратьева, И.В. Попова и многих других сотрудников этого отдела, а также сотрудников географического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ) — Н.И. Маккавеева, Р.С. Чалова и других специалистов из МГУ. Перечислить всех советских и российских ученых, внесших значительный вклад в науку о речной геоморфологии и динамике русловых потоков, здесь совершенно невозможно. Тем не менее можно отметить, что результатом работы указанных ученых и коллективов явилось создание двух ведущих в СССР и России школ гидроморфологических исследований руслового процесса — школы ГГИ и школы МГУ. Эти школы имеют давние научные традиции и достигли несомненного успеха в развитии той научной дисциплины, которую чаще всего называют динамикой русловых потоков, теорией руслового процесса или русловедением. Каждая из школ имеет многочисленных сторонников среди специалистов, работающих в этой области.

Хотя исследованиями речных излучин занимались многие ученые, в том числе советские, в связи с чем можно сослаться на работы Н.И. Маккавеева (Маккавеев, 1955), Н.Е. Кондратьева, И.В. Попова, Б.Ф. Снищенко (Кондратьев, 1968; Кондратьев и др., 1982), Р.С. Чалова, А.С. Завадского, А.В. Панина (Чалов и др., 2004; Чалов, 2008; Чалов, 2011), всё же в наиболее систематичном и полном виде этот подход впервые был применен в ГГИ Н.Е. Кондратьевым и И.В. Поповым, которые заложили основы *Гидроморфологической теории руслового процесса* (ГМТ РП) и разработали систему

параметров, характеризующих планиметрию излучин (см., например, (Кондратьев, 1968)). Следуя традиции, установленной в ГМТ РП, в дальнейшем эти параметры будем называть **измерителями**.

Прежде чем приступить к описанию структурных морфологических единиц меандрирующего русла, отметим, что участки русла, идентифицируемые как излучины или меандры, почти всегда определяются на основании анализа плановой формы осевой линии русла. Поскольку меандрирующие русла являются извилистыми, кривизна русла, которая, говоря математическим языком, является производной от функции, выражающей угол наклона касательной в некоторой выбранной системе координат, меняется вдоль движения по осевой и может принимать как положительные, так и отрицательные значения. Удобнее всего этот угол наклона касательной выражать как функцию от натуральной координаты – расстояния вдоль осевой от некоторого фиксированного начала.

Точки, где кривизна осевой линии русла меняет знак, называются **точками перегиба (inflection points)**. В этих точках кривизна осевой равна нулю, а на участках, расположенных непосредственно выше и ниже этих точек, имеет противоположный знак. По точкам перегиба можно однозначно определить участки русла, называемые излучинами. Обобщая используемые большинством авторов толкования термина «излучина», можно дать следующее определение:

*Излучиной называется участок русла между двумя последовательными точками перегиба.*

Первая точка перегиба – верхняя по течению – считается начальной (верховой) точкой излучины; вторая точка перегиба – нижняя по течению – считается конечной (низовой) точкой излучины. Из приведенного определения излучины следует, что кривизна осевой не меняет своего знака в пределах одной излучины, причем если натуральная координата направлена в сторону течения руслового потока, то излучины с отрицательной кривизной принято называть *левыми*, поскольку они находятся слева от линии, соединяющей начальную и конечную точки перегиба (линии шага излучины), а излучины с положительной кривизной принято называть *правыми*, поскольку они находятся справа от линии шага излучины.

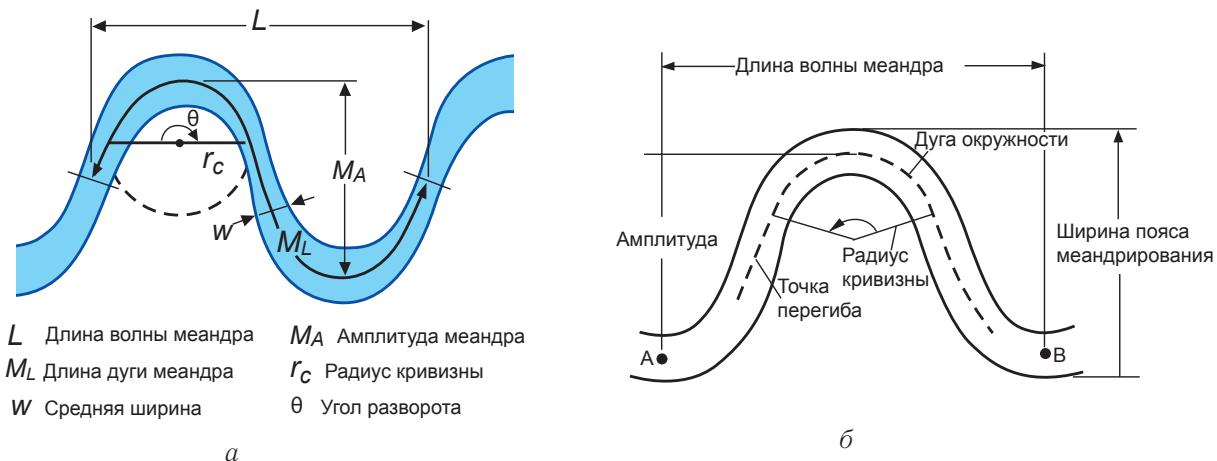
Поскольку для построения осевой линии русла используются материалы натурных съемок, карты, аэро- или космические снимки, то, естественно, при обработке таких материалов возникают различного рода погрешности и неточности, связанные в том числе с дискретизацией данных. В зависимости от того, каким образом

процедура обработки картографических материалов выделяет точки, формирующие осевую линию, могут возникать проблемы с однозначным определением точек перегиба. Например, на относительно коротком участке русла (сравнимом с его шириной) могут наблюдаться осцилляции положения точек осевой, в связи с чем применяемый алгоритм будет идентифицировать линию, проходящую через эти точки, как линию с частой сменой знака кривизны. В этом случае будет необходимо вводить какую-то процедуру сглаживания получаемой линии и определения точек, которым будет приписываться смысл точек перегиба. Указанная проблема особенно актуальна при автоматизированной обработке космических снимков, которая сейчас применяется всё больше и больше. Более подробно эти вопросы обсуждаются в работах, описывающих процедуру построения осевой линии русла по натурным данным различного происхождения – картографическим, космическим снимкам и т. д.

Ситуация с термином «меандр» гораздо менее определенная: среди исследователей нет единодушия даже в понимании того, какой участок русла следует считать меандром, не говоря уже о строгой формулировке этого термина. Типичное обобщенное описание меандров, отражающее устоявшуюся трактовку, встречающуюся в множестве источников (см. напр., Smart Water Magazine, BSL Glossary – Geography curriculum terms, K.K.E. Neuendorf (Neuendorf et al., 2005), R. Charlton (Charlton, 2007)), можно привести к следующему виду:

*Меандры – это плавные изгибы (извилины) русла реки, образующиеся в результате эрозии и аккумуляции наносов. Они характерны для равнинных рек с малыми уклонами и широкими долинами.*

Для целей анализа планиметрии меандрирующих русел использовать формулировку, подобную вышеприведенной, в качестве определения морфологического элемента русла совершенно невозможно, поскольку определение должно позволять точно идентифицировать исследуемый объект и измерять численные значения характеризующих его параметров («измерителей»). Многие авторы, однако, не берут на себя труда дать формально строгие определения используемых ими терминов, касается ли это самих меандров или основных характеристик их плановых форм: в лучшем случае предлагается руководствоваться пояснениями авторов и подсказками в виде эскизов и рисунков с нанесенными на них обозначениями. Такие примеры описаны ниже и проиллюстрированы на рис. 1.



**Рис. 1.** Эскиз для определения параметров планиметрии меандра (поток слева направо): *а*) *Подход-1*, использующий три точки перегиба (Stream Restoration, 2001); *б*) *Подход-2*, использующий две вершины (Williams, 1986)

**Fig. 1.** Sketch for determining the parameters of meander planimetry (flow from left to right): *a*) *Approach-1*, using three inflection points (Stream Restoration, 2001); *b*) *Approach-2*, using two apexes (Williams, 1986)

Уже из этого рисунка можно видеть, что есть два подхода к тому, какой участок русла называть меандром. При одном из них, который будем называть *Подходом-1, меандром (Meander) называют участок русла, включающий три последовательные точки перегиба*, – иллюстрация этого подхода представлена на рис. 1а.

При таком подходе к определению меандра можно сказать, что меандр – это две последовательные излучины. Хотя часто это определение дополняют словами, что эти две последовательные излучины *направлены в противоположных поперечных направлениях*, смысла в таком уточнении нет – очевидно, что *последовательные*, т. е. следующие одна за другой излучины, могут иметь лишь противоположный знак кривизны, т. е. быть только противоположно направленными. Первая точка перегиба – верхняя по течению – при *Подходе-1* считается начальной (верховой) точкой меандра; последняя – третья – точка перегиба считается конечной (низовой) точкой меандра. В крайних точках меандра изменение знака кривизны осевой происходит одинаковым образом: либо с отрицательного на положительный, либо с положительного на отрицательный.

Немало исследователей, однако, используют иной подход к определению понятия меандра, при котором в качестве характерных точек используются иные точки меандрирующего русла – *вершины (Meander/Bend Apex)*. Но уже в определении этого понятия в работах иностранных авторов возникают различия. Есть авторы (см., напр., Rhoads (2020)), которые вершиной излучины называют точку, лежащую на наибольшем расстоянии от некой линии, которая хотя не определяется ими в явном виде,

но из иллюстрирующих эскизов понятно, что речь идет об осевой линии меандра (пояса меандрирования), направленной вдоль течения речного потока, для которого точного определения опять-таки не приводится (не путать с осевой линией русла и изображенной на рис. 2 «осью излучины»!). Такое определение вершины излучины близко к тому, как она определена в ГМТ РП, но поскольку в системе ГМТ РП для идентификации вершины используется линия шага излучины, в ней не содержится неопределенности, связанной с понятием оси меандра.

Однако есть авторы (см., напр., Ielpi (2020)), для которых вершина излучины – это точка, в которой кривизна достигает максимального значения (Fig. 1B в указанной работе). В действительности, в асимметричных излучинах точка максимальной кривизны осевой линии вовсе не обязательно совпадает с точкой максимального удаления, и из этого следует, что меандры как участок русла будут определяться различным образом в зависимости от того, какая точка будет выбираться в качестве вершины. Кроме того, надо заметить, что по картографическим материалам найти точку максимальной кривизны гораздо труднее, чем точку, отстоящую от линии шага на наибольшем удалении, поэтому второе определение менее технологичное, чем первое. Чтобы определить точку максимума кривизны, нужно отслеживать, как кривизна меняется на всем протяжении излучины, что не всегда просто сделать.

При любом определении вершины излучины, на участке меандрирующего русла, состоящего из последовательности излучин, можно выделить множество вершин. Тогда, используя эти вершины в качестве характерных точек для идентификации

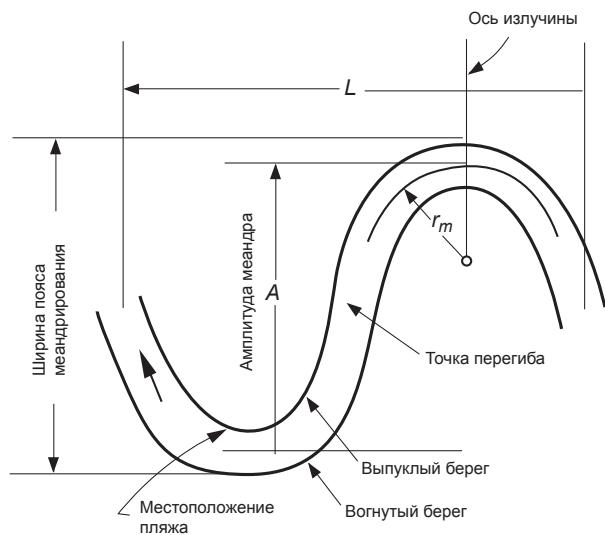


Рис. 2. Эскиз из работы (Leopold, Wolman, 1960) для определения терминов, используемых при описании геометрических характеристик меандра (поток справа налево)

Fig. 2. Sketch from the work (Leopold, Wolman, 1960) for defining terms used in describing the geometric characteristics of a meander (flow from right to left)

меандров (Подход-2), можно сказать, что *меандром* называется участок русла между двумя последовательными вершинами, лежащими по одну сторону от оси меандра, как это показано на рис. 1б. По причине отсутствия формально строгих определений и понятия «меандр», и его различных измерителей существует заметная неоднозначность в использовании различными авторами одних и тех же терминов, под которыми могут пониматься, по сути, различные параметры, — это обстоятельство отмечалось в ряде исследований (см., например, (Hasfurther, 1985)). Для иллюстрации такого положения дел сравним приведенные ниже рис. 2 и рис. 3, заимствованные соответственно из (Leopold, Wolman, 1960) и (Hasfurther, 1985). Авторы используют эти рисунки в своих работах для определения понятий, связанных с измерителями плановых форм меандров.

Основные различия между концепциями «излучина» и «меандр», а также между двумя подходами к определению меандра представлены в табл. 1, из которой видно, что при любом из двух подходов к

определению меандров возникает дополнительная неопределенность, связанная с композицией меандра:

При Подходе-1: какая из двух излучин, составляющих меандр, — **левая** (как на рис. 1а и рис. 3) или **правая** (как на рис. 2) — должна считаться первой в меандре;

При Подходе-2: какой ориентации — **левой** (как на рис. 1б) или **правой** (на рисунках не представлено) — должна быть излучина, целиком входящая в состав меандра.

Очевидно, что на участке русла достаточной протяженности для идентификации меандра можно использовать любую из перечисленных здесь опций, что означает неопределенность в выборе участка русла, называемого меандром; для излучин такой проблемы не возникает.

На самом деле, при работе с меандром неизбежно будет возникать еще одна проблема. На всех представленных здесь рисунках, заимствованных из зарубежных источников и являющихся типичными для иллюстраций меандров, точки перегиба, так же, как

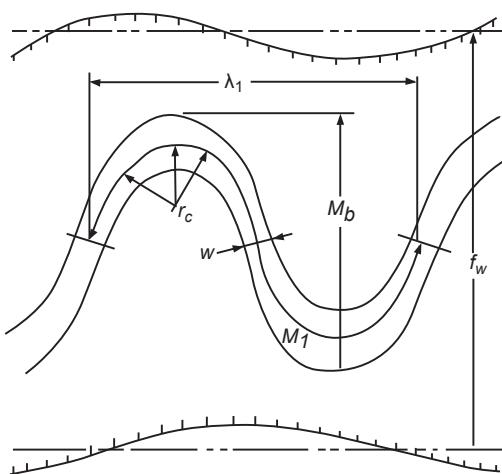


Рис. 3. Эскиз из работы (Hasfurther, 1985) для определения параметров меандра (поток слева направо):  $\lambda_l$  = линейная длина волны,  $M_l$  = длина меандра,  $W$  = ширина русла, измеренная в точках перегиба,  $M_b$  = ширина меандра,  $f_w$  = ширина поймы (пояса меандрирования),  $r_c$  = радиус кривизны

Fig. 3. Sketch from the work (Hasfurther, 1985) for determining the parameters of a meander (flow from left to right):  $\lambda_l$  = linear wavelength,  $M_l$  = meander length,  $W$  = channel width measured at the inflection points,  $M_b$  = meander width,  $f_w$  = floodplain width (meandering belt),  $r_c$  = radius of curvature

**Таблица 1.** Различия в подходах к определениям излучин и меандров**Table 1.** Differences in approaches to defining bends and meanders

Критерий	Излучина (советская/российская школа)	Меандр (западная школа)	
		Подход-1	Подход-2
Определение	Участок русла между двумя последовательными точками перегиба	Участок русла между тремя последовательными точками перегиба	Участок русла между двумя последовательными вершинами, лежащими по одну сторону от оси меандра
Композиция	Одиночная дуга, кривизна которой равна нулю на концах излучины и в пределах излучины сохраняет знак	Две последовательные излучины	~Половина излучины + излучина + ~половина излучины
Кол-во точек перегиба	2	3	2
Кол-во вершин	1	2	1

и вершины меандров, показаны лежащими на одной прямой. Но в природе такая ситуация наблюдается далеко не всегда, чаще всего линия, их соединяющая, является ломаной, а тогда и сами меандры, и параметры, служащие для описания их планиметрии, могут не определяться однозначно, что, естественно, создает проблемы при их дальнейшей обработке. В этих условиях в состав меандра при *Подходе-2* будут входить, строго говоря, не точно половинки излучин, лежащие выше и ниже по течению от центральной излучины, как указано в табл. 1, а какие-то их части, определить которые заранее невозможно. Проблемы, возникающие при использовании подхода, при котором морфологической единицей служит меандр, постепенно становятся очевидными и для многих западных исследователей, которые всё чаще в своих работах в качестве структурной морфологической единицы русел меандрирующих рек фактически используют излучины, хотя и не акцентируют внимание на этом вопросе (см., например, (Crosato, 2008)).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, сравнивая два подхода к выбору морфологической единицы плановой конфигурации меандрирующего русла – излучины или меандра, нельзя не увидеть, что излучина является гораздо более определенной структурой по сравнению с меандром, и ее точная идентификация по осевой линии русла теоретически не вызывает больших затруднений. В то же время среди тех исследователей,

которые в своих работах ориентируются на использование концепта «меандр», единодушия нет даже по поводу определения этого понятия, т. е. какой участок речного русла следует называть меандром. Это обстоятельство предопределяет существенные различия и в значениях параметров, выбираемых в качестве характеристик этих морфологических единиц. Неоднозначность в определении их смысловых значений ведет к неточности определения их количественных значений, а потому морфометрические зависимости, полученные путем обработки подобных параметров, не могут считаться достаточно надежными и достоверными. Для получающего все большее применение ГИС-анализа, сопровождаемого разработками алгоритмов, позволяющих:

- идентифицировать водные объекты, включая водотоки, и определять очертания их береговых линий и плановую форму осевой линии русла;
- выявлять характерные точки на осевой, прежде всего точки перегиба;

- производить последующий анализ морфометрических параметров плановой формы меандрирующего русла, –

использование меандра в качестве структурной единицы такого анализа потребует преодоления неопределенностей, указанных выше, а потому можно рекомендовать разработчикам алгоритмов и другим специалистам, занимающимся исследованиями планиметрии рек, использовать излучину в качестве основной морфологической единицы плановой формы меандрирующего русла.

## ЛИТЕРАТУРА

- Кондратьев Н.Е. Гидроморфологические основы расчетов свободного меандрирования // Труды ГГИ, 1968, вып. 155, с. 5–38.
- Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Снищенко Б.Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 274 с.
- Лелявский Н.С. О речных течениях и формировании речного русла // Труды 2-го съезда инженеров-гидротехников в 1893 г. СПб., 1893 (Вопросы гидротехники свободных рек. М.: Речиздат. 1948).
- Лохтин В.М. О механизме речного русла. СПб., 1897 (Вопросы гидротехники свободных рек. М.: Речиздат, 1948).
- Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 347 с.
- Чалов Р.С., Завадский А.С., Панин А.В. Речные излучины. М.: изд-во МГУ. 2004. 371 с.
- Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 1. Морфодинамика речных русел. М.: КРАСАНД. 2011. 960 с.
- Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 2. Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. М.: Изд-во ЛКИ/USSR. 2008. 608 с.
- BSL Glossary – Geography curriculum terms [Электронный ресурс]. URL: <https://www.ssc.education.ed.ac.uk/BSL/geographyhome.html> (Дата обращения: 30.08.2025).
- Charlton R. Fundamentals of fluvial geomorphology. Routledge, London and New York. 2007. 234 p. ISBN 0-415-33453-5
- Crosato A. Analysis and modelling of river meandering. PhD Thesis, TU Delft. 2008. 251 p.
- Fargue L. La forme du lit des rivières à fond mobile, Paris: Gauthier-Villars. 1908.
- Hasfurther V.R. The use of meander parameters in restoring hydrologic balance to reclaimed stream beds // Chapter 2. The Restoration of rivers and streams: theories and experience / edited by James A. Gore. 1985. P. 21–40.
- Ielpi A., Lapôtre M., Finotello A., et al. Planform-asymmetry and backwater effects on river-cutoff kinematics and clustering // Earth Surface Processes and Landforms. 2020. Vol. 46, Iss. 2. P. 357–370. DOI: <https://doi.org/10.1002/esp.5029>
- Inglis C.C. The relationships between meander belts, distance between meanders on axis of stream, width, and discharge of rivers in flood plains and incised rivers: Ann. Rept. (Tech.), Central Board of Irrigation (India). 1937, 49 p.
- Jefferson M. Limiting width of meander belts. National Geographic Magazine, 1902. Vol. 13, P. 373–384.
- Leopold L.B., Wolman M.G. River channel patterns – braided, meandering, and straight: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 282B. 1957. P. 39–85.
- Leopold L.B., Wolman M.G. River Meanders. Geol. Soc. Am. Bull. 1960. Vol. 71. P. 769–794.
- Neuendorf K.K.E., Mehl J.P., Jackson J.A. Glossary of Geology (5th ed.). Alexandria, Virginia, American Geological Institute. 2005. 779 p.
- Rhoads B.L. River Dynamics: Geomorphology to Support Management // Chapter 9: The Dynamics of Meandering Rivers / Cambridge University Press; 2020. P. 197–233. DOI: 10.1017/9781108164108.009
- Smart Water Magazine [Электронный ресурс]. URL: <https://smartwatermagazine.com/q-a/what-a-meander#:~:text=1%20,,eroding%20sideways%20and%20slightly%20downstream> (Дата обращения: 30.08.2025).
- Stream Restoration. Proceedings of the Seventh Federal Interagency Sedimentation Conference, March 25 to 29, 2001, Reno, Nevada.
- Williams G.P. River Meanders and Channel Size. Journal of Hydrology, 88. 1986. P. 147–164.

## ОБ АВТОРЕ

Замышляев Виталий Иванович, ФГБУ «Государственный гидрологический институт», кандидат технических наук, научный сотрудник отдела русловых процессов.

Сл. адрес: 199004, Санкт-Петербург, 2-я линия В.О., д. 23

E-mail: viza51@mail.ru

# “MEANDER” AND “BEND” AS MORPHOLOGICAL UNITS OF PLANIMETRY OF A MEANDERING CHANNEL: AN ANALYSIS OF EXISTING CONCEPTS

V.I. Zamyslyayev

FSBI “State Hydrological Institute”, St. Petersburg, Russia

viza51@mail.ru

**Abstract.** The article is devoted to the description and comparison of two approaches used in the study of the planimetry of meandering channels by methods of hydromorphological analysis: the approach developed and widely used in the Soviet (Russian) school of channel process research, in which the bend is taken as the basic morphological unit of a meandering channel, and the approach in which the basic morphological unit is the meander – this approach is more common in the works of foreign authors. It is shown that the first approach, which defines a river bend as a section of the channel between two successive inflection points of the channel centerline, allows for unambiguous identification of bends during the processing of cartographic materials. At the same time, the formulations used in the second approach, in most cases do not even allow for precise identification of the section of the channel defined as a meander. Moreover, within the second approach, there are two methods for defining a meander. One method defines a meander as a section of the channel between three successive inflection points of the channel centerline, while the other method defines it as a section between two consecutive apexes lying on one side of the axial line of the meandering belt. Given the increasing use of semi-automated and automated procedures in conducting of hydromorphological analysis, it is becoming increasingly important to accurately identify the objects being analyzed. Therefore, the concept of “bend” seems to be more certain, technologically advanced and reliable than the concept of “meander”. So, when conducting morphometric analysis and searching for patterns in the plan configuration of meandering channels, it would make sense to rely primarily on the approach that uses the bend as the main morphological unit.

**Keywords:** channel process, GIS analysis, channel centerline, inflection points, systems of planimetric indexes for bends and meanders

## REFERENCES

- BSL Glossary - Geography curriculum terms [Electronic data]. Access way:  
<https://www.ssc.education.ed.ac.uk/BSL/geographyhome.html> (Access date: 30.08.2025).
- Chalov R.S. Riverbed studies: theory, geography, practice. Vol. 1. Riverbed processes: factors, forms of manifestation and conditions of formation of riverbeds. Moscow, LKI Publ., 2008, 608 p. (In Russ.)
- Chalov R.S. Riverbed studies: theory, geography, practice. Vol. 2. Morphodynamics of riverbeds. Moscow, KRASAND Publ., 2011, 960 p. (In Russ.)
- Chalov R.S., Zavadsky A.S., Panin A.V. River meanders / Scientific editor Chalov R.S. Moscow University Press, 2004. 371 p. (In Russ.)
- Charlton R. Fundamentals of fluvial geomorphology. Routledge, London and New York. 2007. 234 p. ISBN 0-415-33453-5
- Crosato A. Analysis and modelling of river meandering. PhD Thesis, TU Delft. 2008. 251 p.
- Fargue L. La forme du lit des rivières à fond mobile, Paris: Gauthier-Villars. 1908.
- Hasfurther V.R. The use of meander parameters in restoring hydrologic balance to reclaimed stream beds // Chapter 2. The Restoration of rivers and streams: theories and experience / edited by James A. Gore. 1985. P. 21–40.
- Ielpi A., Lapôtre M., Finotello A., et al. Planform-asymmetry and backwater effects on river-cutoff kinematics and clustering // Earth Surface Processes and Landforms. 2020. Vol. 46, Iss. 2. P. 357–370. DOI: <https://doi.org/10.1002/esp.5029>
- Inglis C.C. The relationships between meander belts, distance between meanders on axis of stream, width, and discharge of rivers in flood plains and incised rivers: Ann. Rept. (Tech.), Central Board of Irrigation (India). 1937, 49 p.
- Jefferson M. Limiting width of meander belts. National Geographic Magazine, 1902. Vol. 13. P. 373–384.
- Kondrat'ev N.E. Hydromorphological basis of calculations of free meandering // Trudy GGI. 1968. Iss. 155, p. 5–38. (In Russ.)
- Kondrat'ev N.E., Popov I.F., Snishchenko B.F. Fundamentals of the hydromorphological theory of the

- channel process. Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 1982, 282 p. (In Russ.)
- Lelyavskiy N.S. About river currents and formation of river channels // Trudy 2-go s'ezda inzhenerov-gidrotexnikov v 1893. St. Petersburg, 1893. (Problems of hydrotechnics of free rivers. M.: Rechizdat, 1948). (In Russ.)
- Leopold L.B., Wolman M.G. River channel patterns – braided, meandering, and straight: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 282B. 1957. P. 39–85.
- Leopold L.B., Wolman M.G. River Meanders. Geol. Soc. Am. Bull. 1960. Vol. 71. P. 769–794.
- Lokhtin V.M. About the mechanism of the river channel. SPb., 1897. (Problems of hydrotechnics of free rivers. M.: Rechizdat, 1948). (In Russ.)
- Makkaveev N.I. Riverbed and erosion in its basin. Moscow, AN USSR Publ., 1955, 347 p. (In Russ.)
- Neuendorf K.K.E., Mehl J.P., Jackson J.A. Glossary of Geology (5th ed.). Alexandria, Virginia, American Geological Institute. 2005. 779 p.
- Rhoads B.L. River Dynamics: Geomorphology to Support Management // Chapter 9: The Dynamics of Meandering Rivers / Cambridge University Press; 2020. P. 197–233. DOI: 10.1017/9781108164108.009
- Smart Water Magazine [Electronic data]. Access way: <https://smartwatermagazine.com/q-a/what-a-meander#:~:text=1%20.,eroding%20sideways%20and%20slightly%20downstream> (Access date: 30.08.2025).
- Stream Restoration. Proceedings of the Seventh Federal Interagency Sedimentation Conference, March 25 to 29, 2001, Reno, Nevada.
- Williams G.P. River Meanders and Channel Size. Journal of Hydrology, 88. 1986. P. 147–164.

## ABOUT THE AUTHOR

Zamyshlyayev Vitaly Ivanovich, FSBI “State Hydrological Institute”. Candidate of technical sciences (PhD), Researcher at the Department of Channel Processes

Office address: 199004, Russian Federation, St. Petersburg, Vasilyevsky Island, 2nd line, 23  
E-mail: viza51@mail.ru

## ПОКАЗАТЕЛИ АСИММЕТРИЧНОСТИ ИЗЛУЧИН И МЕАНДРОВ

В.И. Замышляев

ФГБУ «Государственный гидрологический институт», Санкт-Петербург, Россия

viza51@mail.ru

Поступила в редакцию 05.09.2025

После доработки 02.10.2025

Принята к публикации 06.10.2025

**Аннотация.** Вопрос о параметрах, характеризующих асимметричность излучин и/или меандров, заслуживает специального рассмотрения, поскольку большинство излучин и/или меандров имеют очевидно асимметричные плановые формы, и на это обстоятельство указывали многие исследователи. Кроме того, показатели асимметричности излучин и/или меандров входят в ряд выражений, применяемых для аппроксимации плановых форм осевой линии русла. В настоящей работе описаны некоторые индексы, используемые в качестве показателей асимметричности излучин, уточнены параметры, входящие в определяющие эти индексы формулы, и произведено их сравнение с позиций полноты описания асимметрии речных излучин и/или меандров и удобства их использования при анализе планиметрии меандрирующих русел.

**Ключевые слова:** меандрирующее русло, измерители планиметрии излучины, шаг излучины, вершина излучины, угол входа, угол выхода, крылья излучины

**DOI:** <https://doi.org/10.71367/3034-4638-2025-2-3-42-56>

### ВВЕДЕНИЕ

Рассматривая карты, аэро- или космические снимки с изображениями рек, легко увидеть, что многие излучины очевидно несимметричны. Причины несимметричности речных излучин исследовались разными авторами, выдвигались различные гипотезы для объяснения этого явления, но единого мнения на этот счет среди исследователей речового процесса до сих пор нет — обзор работ по этой теме можно найти, например, в монографии «Речные излучины» (Чалов и др., 2004). В работе В.И. Замышляева (Замышляев, 2025) показано, что при исследованиях плановой конфигурации меандрирующих рек ряд авторов в качестве структурных единиц меандрирующего русла используют излучины, т. е. участки русла между двумя последовательными точками перегиба осевой линии, а другие — меандры, под которыми понимаются либо участки русла, состоящие из двух смежных излучин, либо участки, состоящие из одной расположенной в середине меандра излучины и двух частей (примерно — половинок) соседних излучин выше и ниже по течению.

Возможность количественно оценить характер и степень асимметричности излучин и/или меандров важна как для теоретического изучения

закономерностей изменения плановых форм русла в процессе меандрирования рек, включая поиск морфометрических зависимостей между измерителями, описывающими планиметрию меандрирующих русел, так и для практического применения полученных знаний, поскольку целью подобного исследования в конечном итоге должно быть построение методов, позволяющих прогнозировать изменения плановой конфигурации русла или хотя бы его морфологических единиц — излучин и меандров. Среди таких методов могут быть подходы, связанные с построением аппроксимаций плановых форм осевой линии русла, причем в число параметров аппроксимирующих кривых могут входить показатели асимметричности, а потому построение индексов, позволяющих адекватно характеризовать асимметричность излучин и меандров, является актуальной и важной задачей, имеющей большое теоретическое и практическое значение. Целью настоящей работы является анализ существующих подходов к исследованию асимметрии плановых форм речного русла, описание некоторых индексов, используемых в качестве показателей асимметричности излучин и меандров, уточнение параметров, входящих в определяющие эти индексы формулы, и проведение

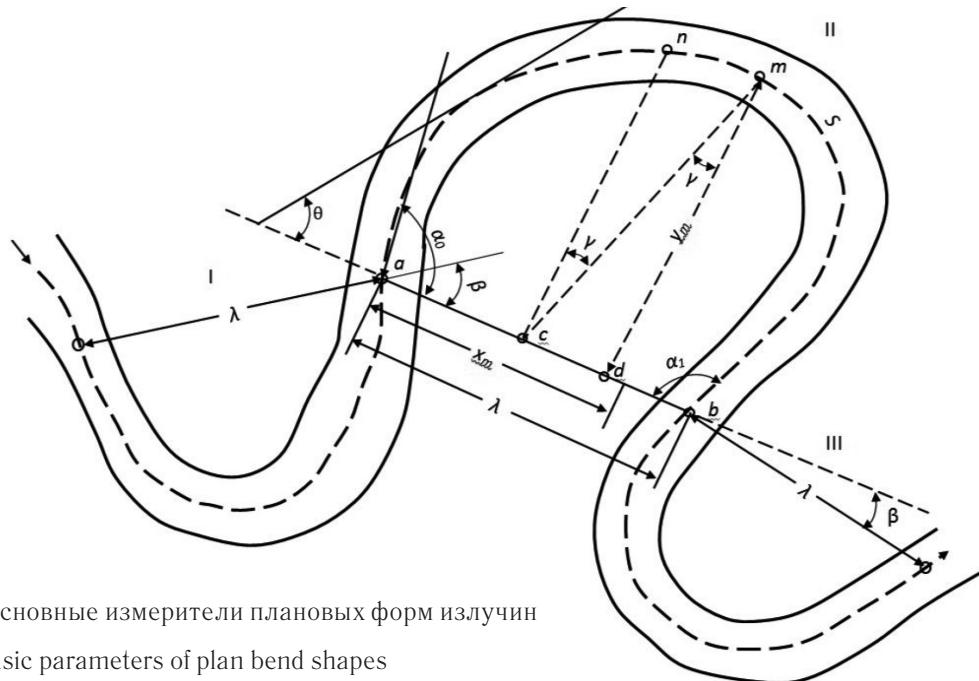


Рис. 1. Основные измерители плановых форм излучин

Fig. 1. Basic parameters of plan bend shapes

ние их сравнения с позиций полноты описания и удобства их использования при анализе планиметрии меандрирующих русел.

## АНАЛИЗ СУЩЕСТВУЮЩИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ АСИММЕТРИЧНОСТИ

Выбор структурной единицы меандрирующего русла предопределяет, среди прочего, существенную разницу в системе параметров, используемых для описания плановых форм излучин или меандров, часто называемой системой измерителей. На самом деле, сформулировать понятие симметричности, оставаясь в парадигме «меандр», крайне сложно или почти невозможно, в том числе и по причине указанной неоднозначности в определении меандра. Но какой бы подход к определению меандра не был применен, симметричность меандра должна предполагать не только симметричность составляющих его элементов, но и то, что все точки перегиба, относящиеся к этим элементам, должны лежать на одной прямой, что в природе наблюдается нечасто.

Как отмечено выше, излучиной принято называть участок русла между двумя *последовательными точками перегиба*, которые определяются как точки на осевой линии русла, где кривизна осевой линии меняет знак. При этом первая точка перегиба — верхняя по течению — считается начальной (верховой) точкой излучины; вторая точка перегиба — нижняя по течению — считается конечной (низовой) точкой излучины, эти точки — *a* и *b* — указаны на рис. 1, где также обозначены следующие точки:

на осевой линии русла: вершина излучины *m* — точка, наиболее удаленная от линии шага, и точка *n*, являющаяся точкой пересечения осевой линии русла с перпендикуляром, проходящим через середину линии шага (серединный перпендикуляр);

на линии шага: точка *c* — середина шага излучины и точка *d*, представляющая проекцию вершины излучины *m* на линию шага (этот точку по аналогии с треугольником можно назвать основанием вершины излучины).

В дальнейшем, если не указано иное, будем считать, что на всех приведенных рисунках поток движется слева направо, и, соответственно, можно считать начальную точку излучины левой, а конечную — правой.

В парадигме «излучина» понятие асимметрии может быть сформулировано с гораздо большей определенностью, и в качестве ее показателя разными авторами предложены различные индексы. Например, Н.Е. Кондратьевым (Кондратьев, 1968) разработана одна из самых подробных систем плановых морфологических измерителей меандрирующего русла, основанная на концепте «излучина». В этой системе *асимметричность излучины* выражается через коэффициент  $A_K$  (некоторые обозначения в тексте и подписях к рисункам в этой статье для сохранения единства изложения изменены по сравнению с обозначениями, использованными авторами в своих работах):

$$A_K = \frac{2x_m - \lambda}{2y_m}, \quad (1)$$

входящие в эту формулу параметры указаны на рис. 1:  $\lambda$  — шаг излучины, равный расстоянию по прямой между начальной  $a$  и конечной  $b$  точками излучины;  $y_m$  — высота (стрела) излучины, равная расстоянию от вершины излучины  $m$  до линии шага;  $x_m$  — расстояние между верховой точкой перегиба  $a$  и точкой  $d$ ;  $S$  — длина излучины, равная длине осевой линии русла между точками перегиба; угол входа  $\alpha_0$  и угол выхода  $\alpha_1$  — углы, образуемые касательной с линией шага в начальной и конечной точках излучины соответственно (считываются положительными);  $\alpha = \alpha_0 + \alpha_1$  — угол разворота излучины;  $\beta$  — угол сопряжения излучин, равный углу, образуемому линиями шага смежных излучин (считается положительным, если угол входа нижележащей излучины больше угла выхода вышележащей излучины — линия шага отклоняется вправо по течению, и отрицательным в противном случае — линия шага отклоняется влево по течению). Также на рис. 1 через  $\theta$  обозначен угол, образуемый касательной к осевой с линией шага. Заметим, что шагом излучины называют и сам отрезок прямой, соединяющий точки перегиба в излучине, и расстояние между ними.

Коэффициент  $A_K$  может принимать как положительные, так и отрицательные значения либо равняться нулю. Если точка  $d$  лежит между точками  $a$  и  $c$  — это означает, что  $x_m < \lambda/2$ . Кроме того, по определению считается, что если точка  $d$  лежит левее точки  $a$  на продолжении линии шага, то  $x_m$  принимает отрицательные значения. Таким образом, согласно формуле (1), если точка  $d$  находится левее точки  $c$ , то  $A_K < 0$ , если же правее — то  $A_K > 0$ .

Поскольку несовпадение проекции вершины  $m$  на линию шага (точка  $d$ ) с отметкой середины шага излучины (точка  $c$ ) является очевидным свидетельством несимметричности излучины, будем называть излучины, у которых точка  $d$  расположена левее точки  $c$ , «скошенными вверх по течению», а

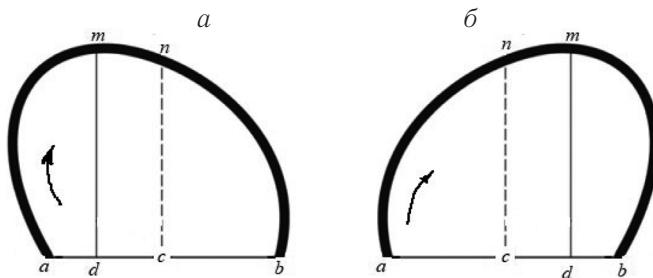


Рис. 2. Примеры скошенных излучин: (а) — скошенная вверх по течению (влево); (б) — скошенная вниз по течению (вправо)

Fig. 2. Examples of skewed bends: (a) — skewed upstream (to the left); (б) — skewed downstream (to the right)

излучины, у которых точка  $d$  расположена правее точки  $c$ , — «скошенными вниз по течению» (примеры таких излучин приведены на рис. 2а и 2б соответственно). Если же излучины асимметричны столь сильно, что точка  $d$  выходит за пределы шага излучины, то будем называть такие излучины «затянутыми вверх по течению», если точка  $d$  лежит левее начальной точки излучины  $a$ , и «затянутыми вниз по течению», если точка  $d$  лежит правее конечной точки излучины  $b$ .

С учетом этих определений можно констатировать, что:

- если  $A_K = 0$ , то  $x_m = \lambda/2$ , точки  $d$  и  $c$  совпадают;
- если  $A_K < 0$ , то  $x_m < \lambda/2$ , точка  $d$  расположена левее точки  $c$  и излучина «скошена» вверх по течению (влево);
- если  $A_K > 0$ , то  $x_m > \lambda/2$ , точка  $d$  расположена правее точки  $c$  и излучина «скошена» вниз по течению (вправо).

Для симметричных излучин  $x_m = \lambda/2$ , а потому  $A_K = 0$ . Хотя обратное, строго говоря, неверно, т. е. из условия  $A_K = 0$  не следует, что излучина абсолютно симметрична (более подробно этот вопрос рассматривается ниже), но при значении коэффициента  $A_K$ , равном нулю, форма излучин, в основном, близка к симметричной.

Нетрудно видеть, что коэффициент  $A_K$  равен тангенсу угла  $\gamma$ , образованного перпендикуляром к линии шага, проходящим через ее среднюю точку  $c$  (срединным перпендикуляром), и прямой, соединяющей эту среднюю точку с вершиной излучины  $m$  (см. рис. 1):

$$A_K = \operatorname{tg} \gamma. \quad (2)$$

Из элементарных геометрических соображений очевидно, что определенный вышеуказанным образом угол  $\gamma$  равен углу, который образуют перпендикуляр, опущенный из вершины излучины  $m$  на линию шага, и отрезок, соединяющий вершину излучины  $m$  с точкой  $c$ , так что если для определения коэффициента асимметричности излучины  $A_K$  предпочтительнее измерять именно угол, можно для его определения использовать любой из указанных углов. Заметим, что для симметричных излучин эти углы равны нулю. Исходя из типовых форм речных излучин, можно предположить, что в большинстве случаев абсолютное значение коэффициента  $A_K$  меньше единицы, но исследования статистики этой величины нам неизвестны, да и существенного значения, как будет показано ниже, это обстоятельство не имеет.

Для выражения степени асимметричности излучин, на наш взгляд, удобнее использовать более простой показатель асимметричности  $A_Z$ ,

чья величина определяется положением точки  $d$  на линии шага:

$$A_Z = 0.5 - \frac{x_m}{\lambda}. \quad (3)$$

По значениям этого индекса можно получать достаточно полное представление о плановой форме излучины:

- при  $A_Z = 0$  излучина условно симметрична,  $x_m = \lambda/2$ ;
- при  $A_Z > 0$  излучина скошена вверх по течению (влево), причем если  $A_Z > 0.5$ , то излучина завалена вниз – точка  $d$  левее точки  $a$ ;
- при  $A_Z < 0$  излучина скошена вниз по течению (вправо), причем если  $A_Z < -0.5$ , то излучина завалена вверх – точка  $d$  правее точки  $b$ .

Сравнивая индексы  $A_K$  и  $A_Z$ , можно отметить, что хотя по знаку коэффициента  $A_K$  можно понять, в какую сторону излучина скошена, но абсолютное значение этого коэффициента не добавляет никакой значимой информации о возможной форме излучины. Объясняется это тем, что формула для  $A_K$  в качестве нормирующего члена содержит стрелу излучины  $y_m$ , чье значение определяется степенью развитости излучины и заранее не известно. На этот недостаток коэффициента  $A_K$  – вхождение в его структуру стрелы излучины  $y_m$  – указал и В.А. Савицкий (Савицкий, 1995), отметив, что этот коэффициент может принимать одинаковые значения при различных сочетаниях  $x_m/\lambda$  и  $y_m/\lambda$ , и потому с его помощью можно сравнивать степень асимметричности лишь излучин с одинаковой относительной стрелой. А вот на величину коэффициента  $A_Z$  значение высоты излучины  $y_m$  не оказывает

никакого влияния, и потому этот коэффициент представляется более удобным в использовании, чем индекс  $A_K$ . При этом легко показать, что  $A_Z$  и  $A_K$  связаны простой зависимостью:

$$A_Z = -A_K \frac{y_m}{\lambda} \quad (4)$$

устраняющей как раз влияние высоты излучины  $y_m$  на значение коэффициента  $A_Z$ , что, безусловно, может быть отнесено к его преимуществам.

В монографии Р.С. Чалова, А.С. Завадского и А.В. Панина (Чалов и др., 2004) для оценки степени плановой асимметричности свободных излучин используются два показателя, определяемые по значениям параметров излучины, привязанным к точке  $d$  и точке  $c$  (см. заимствованный из указанной работы рис. 3). Одним из этих показателей является отношение разницы длины верхнего и нижнего крыльев излучины ( $l_u$  и  $l_d$ ) к общей длине излучины  $S = l_u + l_d$ , названное авторами показателем асимметричности крыльев  $A_W$ :

$$A_W = (l_u - l_d) / S. \quad (5)$$

Длина верхнего крыла излучины  $l_u$  определяется как расстояние по осевой линии русла от верхней точки перегиба  $a$  до точки  $n$ , в которой срединный перпендикуляр, названный в работе геометрической осью излучины, пересекается с осевой линией русла; соответственно, длина нижнего крыла излучины  $l_d$  – расстояние от точки  $n$  до нижней точки перегиба  $b$ . Как следует из формулы (5), значение показателя асимметричности крыльев  $A_W$  по абсолютной величине всегда меньше 1.

Второй введенный авторами индекс асимметричности излучин назван ими вершинной асимметрией  $A_a$  и определен следующим образом:

$$A_a = 2D / \lambda, \quad (6)$$

где  $\lambda$  – шаг излучины,  $D$  – расстояние между точками  $c$  и  $d$ .

На основании обработки значительного объема натурных данных авторы установили, что в большинстве случаев знак у показателей асимметричности  $A_a$  и  $A_W$  совпадал, а их значения связаны между собой достаточно тесной линейной связью (коэффициент корреляции порядка 0.8–0.9) и аппроксимируются уравнением регрессии

$$A_W = 0.3 A_a \quad (7)$$

Относительно показателя вершинной асимметрии  $A_a$  авторы указывают, что его значение по абсолютной величине может превышать 1, если излучина очень сильно «зavalена» вверх или вниз по течению, и проекция вершины попадает

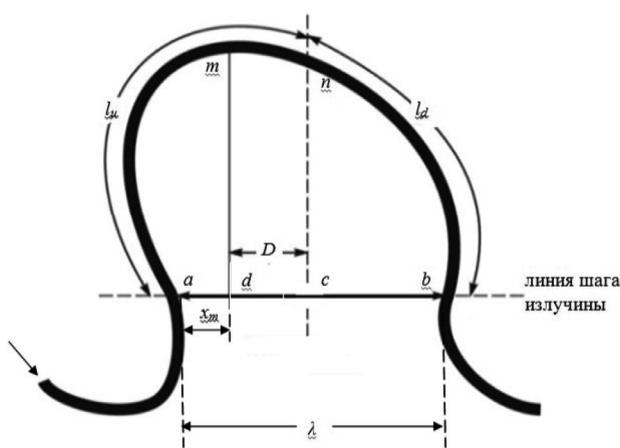


Рис. 3. Морфометрические параметры, используемые в работе (Чалов и др., 2004) для оценки асимметричности излучин в плане

Fig. 3. Morphometric parameters used in the work (Chalov et al., 2004) to assess the asymmetry of bends in plan

на продолжение линии шага. При этом авторы *принимают*, что индекс  $A_a$ , так же как показатель асимметричности крыльев  $A_W$ , имеет положительное значение, если вершина излучины смещена относительно срединного перпендикуляра вверх по течению, и отрицательное – при смещении вниз. Но знак показателя асимметричности крыльев  $A_W$  однозначно определяется знаком числителя в выражении (5) и, следовательно, в отношении него не требуется принимать никаких дополнительных допущений, а вот пояснение о знаке  $A_a$  означает, что в отношении параметра  $D$  принимается допущение о том, что он может быть как положительным, так и отрицательным ( $\lambda$  по определению является положительной величиной). Таким образом, указанное допущение означает, что величина  $D$  считается положительной, если точка  $d$  лежит левее точки  $c$  (как на рис. 3, где движение потока слева направо), и считается отрицательной в противном случае, т. е. когда точка  $d$  лежит правее точки  $c$ . Соответственно и показатель вершинной асимметрии  $A_a$  ведет себя аналогичным образом, и его знак зависит от того, где по отношению к точке  $c$  располагается точка  $d$ .

Для симметричных излучин, у которых линия срединного перпендикуляра является линией симметрии, оба показателя равны нулю, т.е.

$$A_a = A_W = 0.$$

Вместе с тем авторы отмечают, что поскольку формы излучин иногда имеют довольно сложные очертания, достоверно оценить степень асимметрии только одним из введенных ими показателей не всегда удается. Так, равенство нулю одного из критериев асимметрии не является гарантией симметричности формы излучины; в некоторых случаях симметричное расположение вершины излучины наблюдается при различии в длинах верхнего и нижнего крыльев и наоборот. Поэтому для характеристики асимметрии излучин, по мнению авторов, следует одновременно использовать оба показателя, и судить о симметричности излучины русла можно только при равенстве нулю обоих показателей.

Предложенный авторами показатель вершинной асимметрии  $A_a$  по смыслу очень близок к описываемому формулой (1) коэффициенту асимметричности  $A_K$  из системы плановых морфологических измерителей ГМТ РП. Действительно, если  $x_m < \lambda/2$ , то для имеющей положительное значение величины  $D$  выполняются равенства:

$$D = \lambda/2 - x_m \text{ или } 2D = \lambda - 2x_m.$$

Если же  $x_m > \lambda/2$ , то имеющая в силу допущения, принятого авторами, отрицательное значение величина  $D$  определяется следующим образом:

$$-D = x_m - \lambda/2 \text{ или } 2D = \lambda - 2x_m.$$

Таким образом, из формулы (1) и двух последних равенств легко увидеть, что показатель вершинной асимметрии  $A_a$  и коэффициент асимметричности излучины  $A_K$  имеют противоположные знаки и связаны соотношением:

$$A_a = -2 A_K (y_m / \lambda). \quad (8)$$

Сравнивая последнее равенство с выражением (4), также имеем:

$$A_a = 2A_Z. \quad (9)$$

В.А. Савицкий (Савицкий, 1995) для учета асимметричности излучин предложил индекс асимметричности  $A_F$ , основанный на сравнении площадей под верхним и нижним крыльями излучин (см. рис. 4):

$$A_F = \frac{F_d - F_u}{F_d + F_u} = \frac{F_d - F_u}{F}, \quad (10)$$

где  $F_u$  и  $F_d$  – площади под верхним и нижним крыльями излучины,  $F = F_u + F_d$  – общая площадь фигуры, ограниченной осевой линией излучины и ее шагом. Из рис. 4 видно, что знак индекса  $A_F$  противоположен знакам  $A_W$ ,  $A_a$  и  $A_Z$  и совпадает со знаком  $A_K$ . Автор провел анализ натурных данных по 123 излучинам рек Ямала и установил, что 60% этих излучин имели отрицательный показатель  $A_F$ , а 40% – положительный. Он также получил следующие данные по распределению абсолютных значений показателя  $A_F$ :

- излучины со значениями  $|A_F| \leq 0.12$  – 40%;
- излучины со значениями  $0.12 \leq |A_F| \leq 0.36$  – 51,5%;
- излучины со значениями  $0.36 \leq |A_F| \leq 0.60$  – 8,5%.

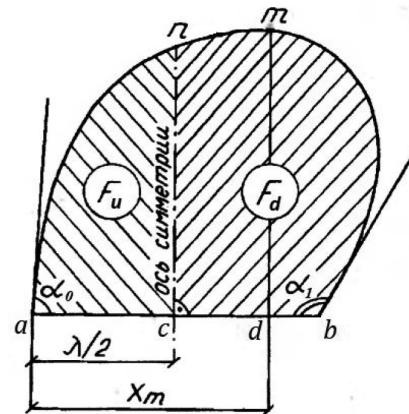


Рис. 4. Схема излучины: к выводу показателя асимметричности  $A_F$

Fig. 4. Bend sketch: to the derivation of the asymmetry index  $A_F$

Излучин со значениями  $|A_F| > 0.60$  обнаружено не было. Излучины из первого интервала автор предложил называть слабо асимметричными, из второго — умеренно асимметричными, из третьего — сильно асимметричными. Насколько обосновано такое предложение, в настоящий момент трудно сказать — требуется анализ гораздо более обширного массива данных, предполагающий анализ и других индексов асимметричности. Поскольку точкой разделения верхнего и нижнего крыльев излучины Савицкий выбрал точку пересечения срединного перпендикуляра с осевой линией русла (точку  $n$ ), есть основания полагать, что между индексом  $A_F$  и индексом  $A_W$ , при построении которого крылья излучины разделяются аналогичным образом, может быть высокая корреляция, однако проверка этого предположения на натурном материале не проводилась.

При построении рассмотренных выше индексов асимметричности излучин были реализованы различные подходы, при которых асимметрия излучины характеризуется одним из трех способов:

- 1) соотношениями длин некоторых характерных отрезков на линии шага (индексы  $A_K$ ,  $A_Z$  и  $A_a$ );
- 2) разницей между длинами верховых и низовых крыльев излучины, отнесеной к полной длине излучины (индекс  $A_W$ );
- 3) соотношениями между площадями под верхним и нижним крыльями излучины (индекс  $A_F$ ).

При втором из указанных подходов в структуру индекса асимметричности вовсе не обязательно закладывать именно разницу длин крыльев излучины, достаточно использовать длину лишь одного из крыльев. Следуя этой идеи, мы бы предложили использовать индекс асимметричности излучины  $A_S$ , аналогичный по своей структуре индексу  $A_Z$ , но вместо соотношения длин отрезков на линии шага использовать отношение длины верхнего крыла излучины к ее полной длине:

$$A_S = 0.5 - \frac{S_u}{S}, \quad (11)$$

где  $S_u$  — длина участка излучины от ее начала до вершины (точки  $m$ ); соответственно дробь в правой части формулы показывает, какую долю от общей длины излучины составляет ее верховая часть. В таком виде структура индекса  $A_S$  полностью соответствует структуре индекса  $A_Z$ , характеризующего отношение длины  $x_m$  к шагу  $\lambda$ . Индекс  $A_S$  является знакопеременным, как и все рассмотренные выше индексы, причем его знак будет совпадать со знаком индексов  $A_W$  и  $A_Z$ , а значения лежать в диапазоне

$$-0.5 < A_S < +0.5 \quad (12)$$

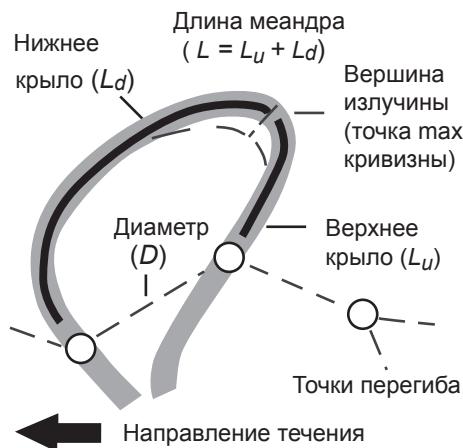
Для симметричных излучин  $A_S = 0$ . Можно предположить, что ввиду концептуальной идентичности формул, определяющих индексы  $A_Z$  и  $A_S$ , их численные значения будут демонстрировать высокую корреляцию, но это предположение требует проверки фактическими данными.

Рассмотрим теперь, какие показатели асимметричности были предложены для анализа планиметрии меандрирующего русла в случаях, когда за морфологическую единицу принимается *меандр*. При этом нужно отметить, что из двух подходов к определению понятия «меандр» (см. (Замышляев, 2025)) ни в одной работе, посвященной анализу асимметрии меандров, не было дано определение индекса асимметричности для меандров, состоящих из последовательности двух смежных излучин. Это вполне понятно, поскольку чаще всего смежные излучины не имеют абсолютно одинаковых плановых форм и, соответственно, их показатели асимметричности не обязательно совпадают, но тогда возникает естественный вопрос: индекс какой из двух входящих в меандр излучин следует использовать как показатель асимметричности всего меандра. По этой причине во всех рассмотренных ниже работах меандрами считаются участки русла, состоящие из одной расположенной в середине меандра излучины и двух частей соседних излучин выше и ниже по течению. Различия в последующем анализе в рассмотренных работах состояли в следующем: либо асимметрия меандра оценивалась как асимметрия лишь его центральной излучины — так делали Ielpi с соавт. (Ielpi et al., 2021) и Lopez Dubon с соавт. (Lopez Dubon et al., 2025), либо рассматривались верхние и нижние половинки (крылья) меандров, т. е. длины между последовательными вершинами меандров, и эти значения использовались в выражениях, служащих показателями асимметричности меандра, — так делали Limaye (Limaye, 2025) и Carson&Lapointe (Carson, Lapointe, 1983).

В работе Ielpi с соавт. (Ielpi et al., 2021) используется показатель асимметричности  $A$ , представляющий собой отношение разницы длин крыльев входящей в состав меандра излучины к ее длине, — смысл используемых в этом показателе параметров проиллюстрирован эскизом, заимствованным из работы авторов и приведенным на рис. 5:

$$A = \frac{L_u - L_d}{L_u + L_d}, \quad (13)$$

где  $L_u$  — длина верхнего, а  $L_d$  — длина нижнего крыла излучины. Заметим, что эти длины  $L_u$  и  $L_d$  авторы определяют как расстояние по осевой линии до вершины излучины, а не до



**Рис. 5.** Иллюстрация из работы (Ielpi et al., 2021) к определению коэффициента асимметричности излучин  $A$  (движение потока справа налево)

**Fig. 5.** Illustration from (Ielpi et al., 2021) for determining the coefficient of bend asymmetry  $A$  (flow from right to left)

точки пересечения срединного перпендикуляра с осевой линией русла, как это делается при определении показателя асимметричности крыльев  $A_W$ , причем вершиной авторы называют точку, в которой кривизна осевой достигает максимума, а не точку, которая отстоит на максимальном расстоянии от линии шага. Авторы также отмечают, что  $A$  находится в диапазоне  $-1 \leq A \leq +1$ , но на чем основывается такая оценка, не ясно: все переменные в правой части формулы (13) больше нуля, и потому в пределах излучины не существует точек, в которых индекс  $A$  по абсолютной величине может равняться 1.

Показатель  $A^*$  из работы Limaye (Limaye, 2025) имеет аналогичную структуру, только понятие крыльев излучин у автора получает иное толкование: если Ielpi с соавт., говоря об асимметрии меандров, по сути, используют параметры, относящиеся к излучине, то Limaye за длины крыльев принимает расстояния  $L_u^*$  и  $L_d^*$  между последовательными вершинами на участке русла, идентифицированном как меандр, — см. заимствованный из работы автора рис. 6а:

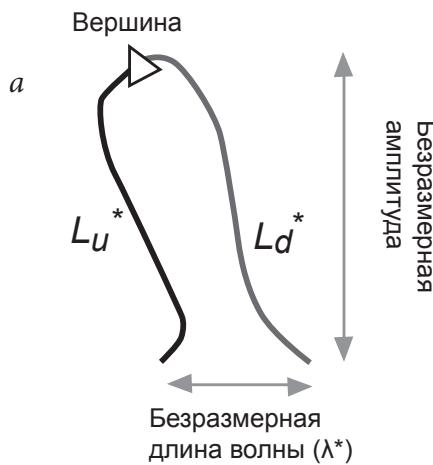
$$A^* = \frac{L_u^* - L_d^*}{L_u^* + L_d^*} \quad (14)$$

Легко заметить, что структура двух последних показателей схожа не только между собой, но и со структурой индекса  $A_W$  в работе Чалова с соавт. (Чалов и др., 2004).

М.А. Carson и М.Ф. Lapointe (Carson, Lapointe, 1983) вводят выраженный в процентах и основанный на соотношении траверсов излучин в меандрах индекс асимметричности меандра  $A_M$ , имеющий вид:

$$A_M = 100 \frac{u}{u + d}, \quad (15)$$

причем значения  $u$  и  $d$  предлагаются понимать из заимствованной из этой работы иллюстрации, приведенной на рис. 6б. С одной стороны, структурно этот индекс близок к последним четырем показателям асимметричности, но с другой стороны, из приведенного рисунка не вполне понятно, что именно авторы называют меандром, — судя по всему, у авторов не совсем традиционный подход к рассмотрению меандров: структурной единицей для



**Рис. 6.** Иллюстрации к определению коэффициентов асимметричности излучин: а — из работы (Limaye, 2025); б — из работы (Carson, Lapointe, 1983)

**Fig. 6.** Illustrations for determining the asymmetry coefficients of bends: а — from (Limaye, 2025); б — from (Carson, Lapointe, 1983)

анализа они принимают участок русла между двумя последовательными вершинами, т. е. половину меандра в одной из традиционных интерпретаций термина «меандр» (см. (Замышляев, 2025)). Про этот индекс определенно можно сказать лишь то, что его значения лежат в диапазоне  $0 < A_M < 100\%$ ; другие детали по структуре формулы (15) раскрыть невозможно.

Еще один подход к определению показателя асимметричности меандра  $A_L$  (а по сути – излучины) применен в работе Lopez Dubon с соавт. (Lopez Dubon et al., 2025). Этот индекс имеет ту же структуру, что и вышеприведенные показатели асимметричности  $A_W$ ,  $A$  и  $A^*$  (см. рис. 7, заимствованный из указанной работы), но в числителе стоят не длины крыльев излучин, а длины отрезков  $l_u^*$  и  $l_d^*$ , соединяющих соответствующие точки перегиба с вершиной, в качестве которой выступает точка, наиболее удаленная от линии шага излучины:

$$A_L = \frac{l_u^* - l_d^*}{S} \quad (16)$$

Очевидно, что индексы  $A$ ,  $A^*$  и  $A_L$ , так же как  $A_W$ ,  $A_Z$  и  $A_S$ , могут иметь положительные и отрицательные значения, при этом, однако, из-за различия в определении длин крыльев знаки этих индексов не обязательно будут совпадать для всех излучин.

Вышерассмотренные индексы, используемые для описания асимметрии плановых форм речных излучин и меандров, кроме индекса  $A_F$ , основаны на соотношениях значений линейных элементов этих морфологических единиц, чаще всего – на разнице длин верховых и низовых крыльев излучины, причем эти крылья определяются по-разному, но все же преимущественно как участки осевой линии

и русла между точками перегиба и некоторыми характерными точками на осевой:

точкой пересечения срединного перпендикуляра с осевой – значения  $l_u$  и  $l_d$  в формуле (5);

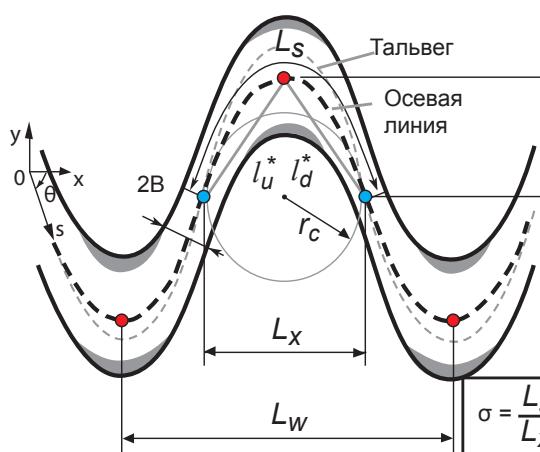
точкой максимальной кривизны осевой – значения  $L_u$  и  $L_d$  в формуле (13);

точкой максимального удаления от оси пояса меандрирования – значения  $l_u^*$  и  $l_d^*$  в формуле (14), –

или даже как отрезки прямых  $l_u^*$  и  $l_d^*$ , соединяющих точки перегиба с вершиной излучины в формуле (16). Все перечисленные индексы являются безразмерными, и во всех случаях нормирующим параметром выступает полная длина излучины, кроме индекса  $A^*$ , где для нормировки используется длина меандра.

Поскольку анализ планиметрии меандрирующих рек во всех случаях основывается на исследовании поведения осевой линии русла, чаще всего ее кривизны, которая по определению является производной от дирекционного угла по натуральной координате, показатели асимметричности излучин или меандров могут выражаться не только через их линейные или площадные элементы: достаточно естественным подходом является исследование поведения указанного дирекционного угла и использование его значений в некоторых характерных точках для определения различных измерителей плановой формы излучины, в том числе индексов асимметричности.

Одной из наиболее известных реализаций такого подхода к описанию осевой линии русла является работа W. Langbein и L. Leopold (Langbein, Leopold, 1966), в которой авторы, решая задачу получения наиболее вероятной плановой формы речного русла между двумя фиксированными точками с заданными



- Вершина
- Точка перегиба
- 2B Ширина русла
- $s$  Натуральная координата
- $L_W$  Длина волны меандра
- $A$  Амплитуда
- $l_u^*$  Расстояние между вершиной и верхней точкой перегиба
- $l_d^*$  Расстояние между вершиной и нижней точкой перегиба
- $\sigma = \frac{L_s}{L_X}$
- $L_X$  Длина волны излучины
- $L_s$  Длина излучины
- $r_c$  Радиус кривизны
- $\theta$  Дирекционный угол
- $A_L$  Индекс асимметрии
- $\sigma$  Извилистость

Рис. 7. Иллюстрация из работы (Lopez Dubon et al., 2025) для показа определения индекса асимметричности меандра  $A_L$

Fig. 7. Illustration from (Lopez Dubon et al., 2025) to illustrate the definition of the meander asymmetry index  $A_L$

ми длиной и направлением в начальной точке, при которой минимизируется сумма квадратов изменений дирекционных углов на каждом последующем отрезке русла, получили выражение для угла наклона касательной к осевой в пределах меандра:

$$\theta = \omega \sin(2\pi s/M), \quad (17)$$

где  $\theta$  — угол наклона касательной к осевой;  $M$  — дуговая длина меандра;  $s \in [0, M]$  — натуральная координата;  $\omega$  — максимальное по абсолютной величине значение угла  $\theta$ , достигаемое в точках  $s/M = 0.25$  и  $s/M = 0.75$  (см. рис. 8, заимствованный из указанной работы). Полученную кривую авторы назвали «синусом-порожденной кривой» (СПК), отмечая то обстоятельство, что в пределах меандра угол наклона касательной к осевой меняется по синусоидальному закону.

Меандром на рис. 8 считается участок русла от точки «*b*» до точки «*f*», а излучин, являющихся участками русла между точками перегиба, на этом рисунке три: от «*a*» до «*c*», от «*c*» до «*e*» и от «*e*» до «*g*». Для излучин вместо выражения (12) удобнее использовать зависимость следующего вида:

$$\theta = \omega \cos(\pi s/S), \quad (18)$$

где  $S$  — дуговая длина излучины (от точки «*c*» до точки «*e*»);  $s$  для излучины, соответственно, лежит в интервале  $s \in [0, S]$ ;  $\omega$ , как и ранее, есть максимальное значение угла  $\theta$ , достигаемое в точке  $s/S = 0$ . Поскольку для излучины горизонтальная ось совпадает с линией шага излучины, то  $\omega$  имеет смысл угла входа излучины.

Кривизна линии  $K$  в точке есть производная по натуральной координате, т. е.  $K = \partial\theta / \partial s$ ; соответ-

ственно, выражение для  $K$  в пределах излучины имеет вид:

$$K = \frac{1}{\rho} = -\frac{\pi}{S} \omega \sin \pi \frac{s}{S}, \quad (19)$$

где  $\rho$  — радиус кривизны осевой в точке  $s/S$ .

В постановке задачи У. Лангбейна и Л. Лиополда проблема речных меандров идентична задаче из класса случайных блужданий, которая изучалась в 1951 и 1964 гг. фон Шеллингом (Von Schelling, 1951, 1964), получившим аналогичное выражение для дирекционного угла. Интересно отметить, что еще раньше — в начале XX в. — Л. Фарг (Fargue, 1908) применял для аппроксимации плановых форм излучин р. Гаронны два типа кривых, у которых кривизна менялась в одном случае по линейному, а в другом — по синусоидальному закону. Таким образом, аппроксимация У. Лангбейна и Л. Лиополда, выражаемая зависимостью (19), по сути, сводится ко второму способу описания, использованному Л. Фаргом (выражение для кривизны как косинус-функция от  $s$  приведено со ссылкой на Л. Фарга в работе С. Лелявского (Лелявский, 1961, с.108)).

При описании осевой линии русла через поведение дирекционного угла  $\theta$  как функции натуральной координаты  $s$ , отсчитываемой по оси русла от начала излучины ( $s \in [0, S]$ ), можно показать (Замышляев, 1983), что необходимым и достаточным условием симметричности излучины является выполнение в любой точке  $s$  следующего равенства:

$$\Theta(s) = -\Theta(S - s) \quad (20)$$

(для меандров это условие будет иметь несколько иной вид, в зависимости от того, что понимается под меандром).

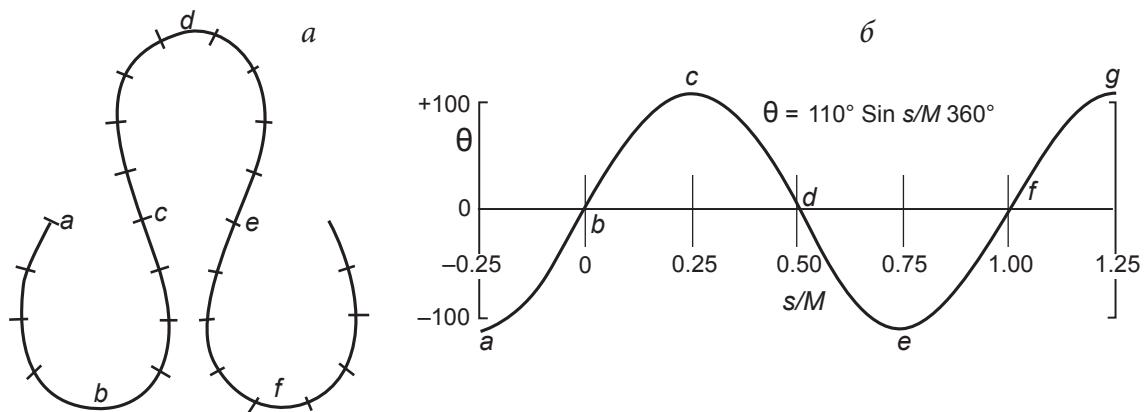


Рис. 8. *a*: плановая форма СПК при  $\omega = 110^\circ$ ; *б*: график зависимости угла  $\theta$  (в градусах) от безразмерной натуральной координаты  $s/M$  в пределах меандра

Fig. 8. *a*: plan shape of the “sine-generated curve” (SGK) at  $\omega = 110^\circ$ ; *б*: graph of the dependence of the angle  $\theta$  (in degrees) on the dimensionless intrinsic coordinate  $s/M$  within the meander

Некоторые исследователи (например, Carson & Lapointe, 1983) считают, что СПК является удовлетворительной аппроксимацией плановой формы многих природных излучин, однако она описывает лишь симметричные излучины, для которых выполняется равенство (20). Для описания плановой формы несимметричных меандров часто используется так называемая кривая Киношиты (Kinoshita, 1961), которую можно привести к следующему виду (Abad and Garcia, 2005):

$$\theta = \omega \sin\left(\frac{2\pi s}{M}\right) + \omega^3 \left( J_s \cos\left(3 \frac{2\pi s}{M}\right) - J_f \sin\left(3 \frac{2\pi s}{M}\right) \right), \quad (21)$$

где  $J_s$  и  $J_f$  есть коэффициенты асимметричности (скошенности — skewness) и сплющенности (flatness), соответственно. Хотя точные выражения для этих коэффициентов не приводятся, но можно показать, что

$$J_s \sim D^*/S \quad (22)$$

$$J_f \sim S/y_m, \quad (23)$$

где  $D^*$  есть расстояние между точкой середины шага и проекцией на линию шага точки максимальной кривизны осевой,  $S$  — длина, а  $y_m$  — стрела излучины. Надо заметить, что выражение (21) удовлетворительно описывает далеко не все асимметричные излучины.

Н.Е. Кондратьев также подбирал способы описания плановой формы осевой линии русла (Кондратьев, 1968). Описание предложенного им способа заняло бы много места, а потому здесь не приводится. Отметим только, что применение этого способа предполагает нахождение некоторых эмпирических параметров, характеризующих, в частности, асимметричность излучины. Было показано (Замышляев, 1982), что подход, предложенный Н.Е. Кондратьевым, позволяет описать поведение дирекционного угла на излучине следующим выражением:

$$\theta = \frac{\alpha}{2} \left[ \cos \pi \frac{s}{S} - \frac{\sin 2\pi \frac{s}{S} \sin \pi \frac{s}{S}}{14 - 18 \cos^2 \frac{s_*}{S}} - E_z \right], \quad (24)$$

где через  $s_*$  обозначена точка на осевой, в которой кривизна имеет максимальное значение. В это выражение, по сути, входят два показателя, характеризующие асимметричность излучины:

1) индекс  $s_*/S$ , имеющий схожую с показателем  $A_S$  в формуле (14) структуру, если в качестве  $S_u$  используется значение  $L_u$  из формулы (10);

2) коэффициент асимметричности  $E_z$ , предложенный В.И. Замышляевым (Замышляев, 1982):

$$E_z = \frac{\alpha_0 - \alpha_1}{\alpha_0 + \alpha_1} = \frac{\alpha_0 - \alpha_1}{\alpha}. \quad (25)$$

Этот простой коэффициент асимметричности излучин  $E_z$ , как и большинство рассмотренных выше индексов, имеет положительное значение для излучин, скошенных вниз по течению, отрицательное — для излучин, скошенных вверх по течению, и нулевое — для симметричных излучин.

М.М. Гендельманом (Гендельман, 1982) был предложен коэффициент  $E_G$ , характеризующий асимметричность излучины и также основанный на значениях ее углов входа и выхода:

$$E_G = \alpha_0 / \alpha_1 \quad (26)$$

Очевидно, что во всех случаях  $E_G > 0$ , причем для симметричных излучин  $E_G = 1$ , при  $E_G < 1$  излучины скошены вниз по течению, а при  $E_G > 1$  — вверх по течению. Легко также увидеть связь между индексами  $E_z$  и  $E_G$ :

$$\begin{cases} E_z = \frac{E_G - 1}{E_G + 1}, \\ E_G = \frac{1 + E_z}{1 - E_z}, \end{cases} \quad (27)$$

поэтому по значению одного из них можно установить значение другого.

Сводка всех рассмотренных в данной работе индексов асимметричности излучин приведена в табл. 1. Из этой таблицы легко видеть, что наиболее информативными являются показатели  $A_a$  и  $A_z$ , поскольку они позволяют определять не только направление скошенности излучин — вниз или вверх по течению, но и степень этой асимметричности, обнаруживать, что излучина является заваленной. Как было показано, между этими индексами также есть однозначная зависимость, выражаемая формулой (9).

Иначе обстоит дело, когда при анализе планиметрических характеристик меандрирующего русла в качестве морфологической единицы используется меандр. Для меандра как единой морфологической единицы понятие асимметрии в целом не имеет смысла (что отмечается, напр., в работе (Limaye, 2025)), а потому чаще всего в качестве индексов асимметричности меандров используются индексы асимметричности излучин, входящих в состав меандров, что по сути может служить свидетельством преимущества подхода, основанного на использовании понятия «излучина», над подходом, использующим понятие «меандр». В целом, поскольку

Таблица 1. Показатели асимметричности излучин

Table 1. Indicators of asymmetry of bends

Индекс асимметричности (в порядке представления в статье)	Значения для		Автор(ы)
	скошенных / заваленных вверх	скошенных / заваленных вниз	
$A_K = \frac{2x_m - \lambda}{2y_m} = \operatorname{tg} \gamma$ (1-2)	$A_K < 0$ / $A_K < 0$	$A_K > 0$ / $A_K > 0$	Н.Е. Кондратьев (Кондратьев, 1968)
$A_z = 0.5 - \frac{x_m}{\lambda}$ (3)	$A_z > 0$ / $A_z > 0,5$	$A_z < 0$ / $A_z < -0,5$	В.И. Замышляев
$A_w = \frac{l_u - l_d}{l_u + l_d} = \frac{l_u - l_d}{S}$ (5)	$I > A_w > 0$ / $I > A_w > 0$	$-I < A_w < 0$ / $-I < A_w < 0$	Р.С. Чалов, А.С. Завадский, А.В. Панин (Чалов и др., 2004)
$A_a = \frac{2D}{\lambda}$ (6)	$A_a > 0$ / $A_a > 1$	$A_a < 0$ / $A_a < -1$	
$A_F = \frac{F_d - F_u}{F_d + F_u} = \frac{F_d - F_u}{F}$ (10)	$A_F < 0$ / $A_F < 0$	$A_F > 0$ / $A_F > 0$	Б.А. Савицкий (Савицкий, 1995)
$A_s = 0.5 - \frac{S_u}{S}$ (11)	$A_s > 0$ / $A_s > 0$	$A_s < 0$ / $A_s < 0$	В.И. Замышляев
$A = \frac{L_u - L_d}{L_u + L_d}$ (13)	$A > 0$ / $A > 0$	$A < 0$ / $A < 0$	A. Ielpi (Ielpi et al, 2021)
$A^* = \frac{L_u^* - L_d^*}{L_u^* + L_d^*}$ (14)	N/A	N/A	A. B. Limaye (Limaye, 2025)
$A_M = 100 \frac{u}{u + d}$ (15)	$0 < A_M < 100\%$		M.A. Carson, M.F. Lapointe (Carson & Lapointe, 1983)
$A_L = \frac{l_u^* - l_d^*}{S}$ (16)	N/A	N/A	S. Lopez Dubon, A. Sgarabotto, S. Lanzoni (Dubon et al, 2025).
$E_z = \frac{a_0 - a_1}{a}$ (25)	$E_z > 0$ / $E_z > 0$	$E_z < 0$ / $E_z < 0$	В.И. Замышляев (Замышляев, 1982)
$E_g = \frac{a_0}{a_1}$ (26)	$E_g > 1$	$E_g < 1$	М.М. Гендельман (Гендельман, 1982)

меандром считается участок русла, состоящий из двух смежных излучин или из частей трех смежных излучин, быть может, более репрезентативным показателем асимметричности меандра был бы индекс, основанный на соотношениях не только длин крыльев, но и других параметров, относящихся к излучинам (их частям), составляющим меандр, например, средних радиусов кривизны, стрел излучин и т. д., или их комбинаций. Важным фактором, который необходимо учитывать для понимания причин возникновения асимметрии, является, скорее всего, и то обстоятельство, что линии шагов смежных излучин или их частей, составляющих меандр, не лежат на одной прямой, а составляют между собой некоторый угол (углы). Вполне возможно, что именно в этом кроется основная причина асимметрии свободных излучин и меандров. Более глубокое обсуждение этих вопросов требует, однако, дополнительного изучения.

Удобство использования коэффициентов, выражаемых через значения угла наклона касательной к осевой линии русла в определенных точках, как в случае с показателем  $E_Z$ , где использованы такие углы в начальной и конечной точках излучины, можно обосновать следующими соображениями.

В.И. Замышляев разработал математическую модель плановых деформаций меандрирующих русел (Замышляев, 1982), в рамках которой было получено и исследовано уравнение плановой деформации русла, имеющего в упрощенной форме следующий вид (нижние индексы означают дифференцирование по соответствующим переменным):

$$\theta_T + \left[ V^2 \int_0^s \theta_s^2 ds + f(T) \right] \theta_s = -V^2 \theta_{ss}, \quad (28)$$

где  $V$  – средняя по сечению скорость потока;  $f(T)$  – функция, определяемая видом граничных условий;  $T$  – безразмерное время, связанное с реальным физическим временем  $t$  формулой:

$$T = \varepsilon \frac{V^2}{\lambda^2} t, \quad (29)$$

где  $\varepsilon$  – эмпирический коэффициент, характеризующий податливость берега размыву. Было показано, что при определенных граничных условиях хорошим приближением к решению уравнения (28) является функция, имеющая вид СПК:

$$\theta(s, T) = \omega(T) \cos \left( \pi \frac{s}{S(T)} \right), \quad (30)$$

причем  $\omega(T)$  и  $S(T)$  определяются следующими обыкновенными дифференциальными уравнениями:

$$\begin{cases} \frac{d\omega}{dT} = \pi^2 V^2 \frac{\omega}{S^2} \\ \frac{dS}{dT} = \pi^2 V^2 \frac{\omega^2}{2S} \end{cases} \quad (31)$$

На самом деле можно показать (Замышляев, 1983), что решением уравнения плановой деформации русла (28) будет не только функция (30), но при любом целом  $m$  и функция вида

$$\theta(s, T) = \frac{\omega_0}{2} + \sum_{n=1}^m \omega_n \cos \left( \pi n \frac{s}{S_n} \right) \quad (32)$$

Очевидно, что такое разложение функции  $\theta(s, T)$  в ряд Фурье способно при достаточном количестве гармоник  $m$  описать плановые формы практически любых излучин (разумеется, отвечающих условиям, при которых применимо Фурье-преобразование). Зная начальную форму излучины, можно определить значения коэффициентов  $\omega_n$ , причем чем больше слагаемых в этой сумме, тем точнее будет аппроксимация. Однако для большинства правильных излучин значений первых нескольких гармоник будет вполне достаточно для хорошей аппроксимации их плановой формы. В работе Замышляева (Замышляев, 1982) приведены выражения для этих коэффициентов при значениях вплоть до  $m = 4$ . Эти коэффициенты выражаются через значения угла наклона касательной  $\theta$  в различных точках по длине излучины. В частности, при  $m = 4$  коэффициенты  $\omega_n$  выражаются через значения угла  $\theta(s)$  в следующих точках излучины:  $s = 0, s = S_0/3, s = S_0/2, s = 2S_0/3, s = S_0$ , где  $S_0$  есть длина излучины в начальный момент времени. При этом коэффициенты  $\omega_n$  имеют такую же структуру, что и индекс  $E_Z$ . Могут быть и другие подходы, где важным является именно соотношение углов входа и выхода, вот почему они могут представлять самостоятельный интерес при исследовании асимметрии излучин.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вышеприведенный анализ показал, что существует большое количество индексов, с помощью которых можно получить представление о характере и степени асимметричности излучин. Можно отметить, что большая часть таких показателей основана на соотношениях тех или иных линейных элементов, составляющих излучину, главным образом, на соотношениях отрезков, на которые делится шаг излучины проекциями тех или иных точек на осевой, – индексы  $A_K, A_a, A_Z$ ; или на соотношениях длин крыльев излучины, определяемых

различным образом, — индексы  $A_W, A, A^*, A_L, A_M, A_S$ . Рассмотрены также показатель, основанный на соотношениях площадей под крыльями излучин  $A_F$ , и два показателя, основанные на значениях углов входа и выхода излучины, —  $E_Z$  и  $E_G$ , связанные между собой зависимостью (27). Заметим, что для симметричных излучин индекс  $A_M = 50\%$ , индекс  $E_G = 1$ , а все остальные индексы асимметричности для симметричных излучин равны нулю.

Фактор асимметрии излучин и меандров важен для понимания закономерностей изменения их плановых форм. Кроме того, индексы асимметричности наряду с другими параметрами используются в некоторых методах аппроксимации осевой линии русла меандрирующих рек и последующего анализа ее кривизны. Благодаря все большей автоматизации способов обработки картографических материалов и космических снимков проведение подобного анализа может основываться на обработке больших массивов данных, что, безусловно, повысит достоверность получаемых знаний о закономерностях процесса меандрирования, однако рассмотрение таких работ выходит далеко за рамки темы настоящей статьи.

## ЛИТЕРАТУРА

Гендельман М.М. О формах речных излучин // Сборник работ по гидрологии, № 17, 1982. С. 197–207.

Замышляев В.И. Математическое моделирование плановых переформирований русел меандрирующих рек: дисс. ... канд. техн. наук. 1982. 184 с.

Замышляев В.И. Математическая модель плановых переформирований речного русла // Труды ГГИ, 1983, вып. 288. С. 56–72.

Замышляев В.И. «Меандр» и «излучина» как морфологические единицы планиметрии меандрирующего русла: анализ существующих представлений // Эрозия почв и русловые процессы (в печати). 2025

Кондратьев Н.Е. Гидроморфологические основы расчетов свободного меандрирования // Труды ГГИ, 1968, вып. 155. С. 5–38.

Лелявский С.Н. Введение в речную гидравлику. Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 233 с.

Савицкий В.А. Об асимметрии речных излучин // Геоморфология. 1995. №3. С. 73–79

Чалов Р.С., Завадский А.С., Панин А.В. Речные излучины. М.: изд-во МГУ. 2004. 371 с.

Abad, J.D. Cfd simulations of asymmetric kinoshita-generated meandering bends // The XXXI International Association of Hydraulic Engineering and Research (IAHR) Congress / September 11–16, Seoul, Korea, 2005. 10 p.

Carson, M.A., Lapointe, M.F. The inherent asymmetry of river meander planform // Journal of Geology, 91(1), 1983. P. 41–55.

Fargue, L. La forme du lit des rivières à fond mobile, Paris: Gauthier-Villars. 1908.

Ielpi A., Lapôtre M.G.A., Finotello A., Ghinassi M. Planform-asymmetry and backwater effects on river-cutoff kinematics and clustering // Earth Surface Processes and Landforms. Vol. 46, Iss2. 2021. P.357-370. <https://doi.org/10.1002/esp.5029>

Kinoshita, R. Investigation of channel deformation in Ishi-kari River // Dep. Sci. and Tech., Bur. of Resour., Tech. Rep. 13, Tokyo, Japan. 1961. 174 p.

Langbein, W.B., Leopold L.B. River meanders—Theory of minimum variance, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 422H, 1966. P. 1–19.

Limaye, A.B. A geometric algorithm to identify river meander bends: 2. Test for characteristic shapes. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 130, e2024JF007909. 2025. <https://doi.org/10.1029/2024JF007909>

Lopez Dubon, S., Sgarabotto, A., Lanzoni, S. A curvature-based framework for automated classification of meander bends // Water Resources Research, 61, 2025. <https://doi.org/10.1029/2024WR037583>

Von Schelling, H. Most frequent particle paths in a plane // Am. Geophys. Union Trans., Vol. 32, 1951, P. 222–226.

Von Schelling, H. Most frequent random walks // Gen. Elec. Co. Rept. 64GL92, Schenectady, N.Y. 1964

## ОБОЗНАЧЕНИЯ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В РАБОТЕ

### Точки на осевой линии русла:

*a* — начальная (верховая) точка излучины (верхняя по течению точка перегиба осевой)

*b* — конечная (низовая) точка излучины (нижняя по течению точка перегиба осевой)

*m* — вершина излучины (точка, наиболее удаленная от линии шага)

*n* — точка пересечения осевой линии русла с перпендикуляром, проходящим через середину линии шага (серединный перпендикуляр)

### Точки на линии шага излучины:

*c* — середина шага излучины

*d* — основание вершины излучины (проекция вершины излучины *m* на линию шага)

### Линейные параметры (измерители излучины):

*λ* — шаг излучины

*ρ* — радиус кривизны осевой линии в точке

*D* — расстояние между серединой шага и основанием вершины излучины

*K* — кривизна осевой линии в точке

$M$ — дуговая длина меандра	$l_u^*$ — длина верхнего отрезка (в индексе $A_L$ )
$s$ — натуральная координата	$L_d$ — длина нижнего крыла излучины (в индексе $A$ )
$S$ — длина излучины	$L_u$ — длина верхнего крыла излучины (в индексе $A$ )
$x_m$ — расстояние между верховой точкой излучины и основанием вершины	$L_d^*$ — длина нижнего крыла излучины (в индексе $A^*$ )
$y_m$ — высота (стрела) излучины	$L_u^*$ — длина верхнего крыла излучины (в индексе $A^*$ )
<i>Углы (измерители излучины):</i>	$S_u$ — длина участка от начала излучины до вершины (в индексе $A_S$ )
$\alpha_0$ — угол входа излучины	$u$ — длина верхнего элемента (в индексе $A_M$ )
$\alpha_1$ — угол выхода излучины	<i>Другие обозначения:</i>
$\alpha$ — угол разворота излучины	$\varepsilon$ — эмпирический коэффициент, характеризующий податливость берега размыву
$\beta$ — угол сопряжения излучин	$\pi$ — число $\pi$
$\gamma$ — угол между срединным перпендикуляром и прямой, соединяющей середину шага с вершиной излучины	$\omega_n$ — коэффициенты разложения в ряд Фурье
$\theta$ — угол между касательной к осевой и линией шага	$D^*$ — расстояние между серединой шага и проекцией на линию шага точки максимальной кривизны осевой
$\omega$ — максимальное по абсолютной величине значение угла $\theta$	$f(T)$ — функция, определяемая видом граничных условий
<i>Площадные параметры:</i>	$J_s$ и $J_f$ — коэффициенты асимметричности и сплющенности для кривой Киношты
$F$ — общая площадь излучины	$s_*$ — точка на осевой, в которой кривизна имеет максимальное значение
$F_d$ — площадь под нижним крылом излучины	$S_o$ — длина излучины в начальный момент времени
$F_u$ — площадь под верхним крылом излучины	$T$ — безразмерное время
<i>Показатели асимметричности, выраженные через линейные параметры:</i>	$V$ — средняя по сечению скорость потока;
$A, A^*, A_a, A_F, A_K, A_L, A_M, A_S, A_W, A_Z$	$a, b, c, d, e, f, g$ — точки осевой линии на рис. 8
<i>Показатели асимметричности, выраженные через углы:</i>	
$E_G, E_Z$	
<i>Линейные параметры, входящие в индексы асимметричности:</i>	
$d$ — длина нижнего элемента (в индексе $A_M$ )	
$l_d$ — длина нижнего крыла излучины (в индексе $A_W$ )	
$l_u$ — длина верхнего крыла излучины (в индексе $A_W$ )	
$l_d^*$ — длина нижнего отрезка (в индексе $A_L$ )	

## ОБ АВТОРЕ

Замышляев Виталий Иванович, ФГБУ «Государственный гидрологический институт», кандидат технических наук, научный сотрудник отдела русловых процессов.

Сл. адрес: 199004, Санкт-Петербург, 2-я линия В.О., д. 23

E-mail: [viza51@mail.ru](mailto:viza51@mail.ru)

# INDICATORS OF ASYMMETRY OF BENDS AND MEANDERS

V.I. Zamyslyayev

FSBI "State Hydrological Institute", St. Petersburg, Russia  
[viza51@mail.ru](mailto:viza51@mail.ru)

**Abstract.** The question of the parameters characterizing the asymmetry of bends and meanders deserves special consideration, since most bends and meanders have obviously asymmetrical plan forms, and this fact has been noted by many researchers. In addition, the asymmetry indices of bends (meanders) are included in a number of expressions used to approximate the plan forms of the channel centerline. This paper discusses some indicators used as asymmetry indices of bends, specifies the parameters included in the formulas determining these indices, and compares them from the standpoint of the completeness of the description of the asymmetry of river bends (meanders) and the convenience of use in analyzing the planimetry of meandering channels.

**Keywords:** meandering channel, systems of bend planimetric indexes, bend wavelength, bend apex, entrance angle, exit angle, bend wings

## REFERENCES

- Abad, J.D. Cfd simulations of asymmetric kinoshita-generated meandering bends // The XXXI International Association of Hydraulic Engineering and Research (IAHR) Congress / September 11–16, Seoul, Korea, 2005. 10 p.
- Carson, M.A., Lapointe, M.F. The inherent asymmetry of river meander planform // Journal of Geology, 91(1), 1983. P. 41–55.
- Chalov R.S., Zavadsky A.S., Panin A.V. River meanders. [Scientific editor Chalov, R.S.] Moscow University Press, 2004. 371 p. (In Russ.)
- Fargue, L. La forme du lit des rivières à fond mobile, Paris: Gauthier-Villars. 1908.
- Gendelman, M.M. On the forms of river meanders // Collection of works on hydrology, No. 17, 1982. P. 197–207. (In Russ.)
- Ielpi A., Lapôtre M.G.A., Finotello A., Ghinassi M. Planform-asymmetry and backwater effects on river-cutoff kinematics and clustering // Earth Surface Processes and Landforms. Vol. 46, Iss 2. 2021. P. 357–370. <https://doi.org/10.1002/esp.5029>
- Kinoshita, R. Investigation of channel deformation in Ishi-kari River // Dep. Sci. and Tech., Bur. of Resour., Tech. Rep. 13, Tokyo, Japan. 1961. 174 p.
- Kondrat'ev N.E. Hydromorphological basis of calculations of free meandering. Tr. GGI [Proceedings of the State Hydrological Institute], 1968, iss. 155, P. 5–38. (In Russ.)
- Langbein, W.B., Leopold L.B. River meanders—Theory of minimum variance, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 422H, 1966. P. 1–19.
- Lelyavsky S.N. Introduction to river hydraulics. – L.: Gidrometeoizdat, 1961. 233 p. (In Russ.)
- Limaye, A.B. A geometric algorithm to identify river meander bends: 2. Test for characteristic shapes. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 130, e2024JF007909. 2025.  
<https://doi.org/10.1029/2024JF007909>
- Lopez Dubon, S., Sgarabotto, A., Lanzoni, S. A curvature-based framework for automated classification of meander bends // Water Resources Research, 61, 2025. <https://doi.org/10.1029/2024WR037583>
- Savitsky V.A. On the asymmetry of river bends // Geomorfologiya. 1995. No. 3. P. 73–79. (In Russ.)
- Von Schelling, H. Most frequent particle paths in a plane // Am. Geophys. Union Trans., Vol. 32, 1951, P. 222–226.
- Von Schelling, H. Most frequent random walks // Gen. Elec. Co. Rept. 64GL92, Schenectady, N.Y. 1964.
- Zamyslyayev V.I. Mathematical modeling of plan re-formations of meandering rivers channels. Diss...kand. texn. nauk. 1982. 184 p. (In Russ.)
- Zamyslyayev V.I. Mathematical model of plan deformation of river channels // Tr. GGI [Proceedings of the State Hydrological Institute], 1983, iss. 288, P. 56–72. (In Russ.)
- Zamyslyayev V.I. "Meander" and "bend" as morphological units of planimetry of a meandering channel: an analysis of existing concepts // E'roziya pochv i ruslovy'e processy (in print). 2025 (In Russ.)

## ABOUT THE AUTHOR

Zamyslyayev Vitaly Ivanovich, FSBI "State Hydrological Institute". Candidate of technical sciences (PhD), Researcher at the Department of Channel Processes

Office address: 199004, Russian Federation, St. Petersburg, Vasilyevsky Island, 2nd line, 23

E-mail: [viza51@mail.ru](mailto:viza51@mail.ru)

## УСТЬЕВОЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ РЕК ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Н.Н. Назаров

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, лаборатория палеогеографии и геоморфологии,  
г. Владивосток, Россия

*nikolainazarovpsu@gmail.com*

Поступила в редакцию 01.05.2025

После доработки 20.07.2025

Принята к публикации 25.07.2025

**Аннотация.** Проведено изучение особенностей развития и распространения типов морфолитогенеза в устьевых областях рек Южного Приморья – Туманной, Раздольной и Партизанской. Исследование включало анализ изменения форм русла и аккумулятивных образований в рельефе субаэральной и субаквальной части микроприливных дельт. Были задействованы спутниковые изображения свободного доступа (Yandex-карты, GoogleMaps, Google Earth Pro). Анализ и сопоставление изображений разновременных снимков (1985–2024 гг.) позволили получить достоверную информацию о пространственно-временных изменениях местоположения элементов рельефа, определить морфодинамические типы русла и провести районирование устьевых областей рек. При установлении их верхних и нижних (морских) границ, а также зон приливных колебаний уровня воды в реке использовались наработки (десифрировочные признаки), апробированные при проведении дистанционных исследований в мезо- и макроприливных устьях рек. Проанализированы роль и доля влияния флювиальных (русловых), приливно-отливных и волновых процессов в устьевом морфолитогенезе данных рек. Выявлены различия в наборе ведущих процессов, участвующих в моделировке надводного (берегового) и подводного (донного) рельефа в эстуариях русового и лиманного типов. Для первых главными стали волновые процессы и штормовые нагоны вод, для вторых – русловые. Характер развития эрозионно-аккумулятивных процессов в речных эстуариях и приустьевых частях взморья указывает на то, что важной особенностью их современного формирования в Южном Приморье является большое влияние направленных природных процессов, действующих как на моделировку собственно русла, так и на смежные с ним береговые геосистемы. К ним относится повышение уровня моря при одновременном «проседании» береговой зоны из-за отрицательных движений земной коры в данной части Приморья.

**Ключевые слова:** устьевая область реки, эстуарий, дельта, Туманная, Раздольная, Партизанская, десифрировочные признаки, приливно-отливные процессы

**DOI:** <https://doi.org/10.71367/3034-4638-2025-2-3-57-69>

Выявление особенностей развития и распространения типов морфолитогенеза в устьевых областях рек (УОР) сегодня является частью решения проблемы современного формирования переходной зоны «суша–океан». В устьях рек часто могут одновременно действовать флювиальные (русловые), приливно-отливные, волновые и некоторые другие геодинамические процессы, каждый из которых в руслах, эстуариях, лагунах с разной степенью морфологической выраженности образует эрозионные или аккумулятивные формы рельефа. Принято считать, что УОР включают в себя участки нижних течений рек, в которых фиксируются проявления морских процессов, а также

приустьевые части взморья, где в том или ином виде присутствуют следы деятельности русловых процессов (Самойлов, 1952; Байдин, 1971; Михайлов и др., 1977). В настоящее время развитие УОР практически повсеместно происходит на фоне повышения уровня Мирового океана, которое часто создает критические ситуации разного масштаба и продолжительности, причем не только в районе устья, но и на значительном удалении от приемного водоема (Коротаев, 1991; Коротаев, Михайлов, 2000; Михайлова, 2011). Понимание масштабов распространения экзодинамических процессов (эрозии, аккумуляции, затопления, подтопления), развивающихся в русле реки при участии устьевых

процессов, может стать основой для выработки мер по адаптации местного населения к возникающим рискам и организации защиты инфраструктуры мест проживания. При этом понимание особенностей и направленности развития морфолитодинамических процессов в УОР может стать важным шагом на пути к созданию управляющих устьевых моделей противодействия природным опасностям.

При достаточно активном изучении руслового и некоторых других типов морфолитогенеза в мезо- и макроприливных УОР (Мискевич, Алабян и др., 2022; Назаров, Фролова, 2024; Назаров, 2025) наименее исследованными остаются микроприливные УОР. К ним относятся и нижние течения рек Южного Приморья. Их бассейны, включая и межбассейновое пространство побережья залива Петра Великого, являются одной из самых освоенных территорий Приморского края (рис. 1). Плотность населения, сосредоточенного в основном вдоль побережий этих рек, сегодня в пять раз выше, чем в регионе в целом. Предполагается данные территории сделать уже в ближайшем будущем основными драйверами развития Приморья. Как показывает весь опыт жизни людей в устьях рек, реализация данного плана потребует полного понимания направленности и степени активности развития устьевых процессов в реках региона на кратко- и среднесрочную перспективу.

Целью исследования стало установление взаимосвязи в развитии гидрологических и русловых процессов в микроприливных устьях рек Южного Приморья и выявление особенностей устьевого морфолитогенеза в эстуариях разного типа с разным соотношением влияния на них речных (флювиальных) и морских (волновых, приливно-отливных) процессов.

## ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве объектов исследования были выбраны УОР трех самых крупных рек Южного Приморья – Туманной, Раздольной и Партизанской, впадающих в залив Петра Великого. Преимущественно горный рельеф и неравномерность выпадения осадков в бассейнах этих рек вызывают частое затопление речных долин и высокую интенсивность эрозионных процессов во время паводков (Современная Россия..., 2020). При неустойчивом водном режиме в течение года у этих рек характерно формирование до 4–5 руслоформирующих расходов (Гарцман, Карасев, Степаненко, 2000). Эстуарно-дельтовые системы рек Южного Приморья располагаются в пределах обширных дельтовых равнин, значительная часть площади которых сегодня представлена уже отмершей дельтой.

Дельты Раздольной и Партизанской являются дельтами заполнения заливов риас. Русло Туманной располагается на южной периферии верхней части отмершей дельтовой равнины – древней дельты выдвижения на открытом взморье. Направленность современного развития русла в устьевых областях данных рек обусловлена особенностью динамической обстановки, характерной для всего побережья Южного Приморья, – опусканием поверхности со скоростью 2–5 мм/год. Еще в конце вюрмского оледенения (около 17 тыс. л. н.) на месте шельфа простиралась суша с субаэральными природными условиями развития. Современный контур устьев рек создан уже в голоцене в ходе неоднократных трансгрессий, достигавших современного уровня или превышавших его на 3–5 м (Петренко, 2020).

Средняя величина полусуточного прилива в заливе Петра Великого в сизигию колеблется в пределах всего 20 см и мало меняется от пункта к пункту. Кроме приливных явлений в районе устьевых створов рек наблюдаются и другие виды колебаний уровня моря. Зафиксировано два вида сейш. Первые имеют величину 2–3 см и период от 5 до 13 мин. Второй вид сейш с высотой колебаний уровня до 70 см и периодом до 60 мин формируется при прохождении циклонов (Супранович, Якунин, 1976). Тропические циклоны, сопровождаемые сильным ветром, резким падением атмосферного давления, выпадением большого количества осадков, часто являются причиной значительного подъема уровня воды. Абсолютная амплитуда колебаний уровня в заливе достигает 160 см (Ластовецкий, Вещева, 1964). Количество тайфунов, возникающих в Японском море, составляет в среднем 4 случая в год, но может меняться от 0 до 9 (Арзамасцев, Короткий, Коробов, 2010).

Река Туманная впадает в море на западной границе залива Петра Великого и имеет протяженность 549 км, из них 17 км в России. Площадь водосбора составляет 33 тыс. км<sup>2</sup>, речной сток – 9.05 км<sup>3</sup> (Атлас Приморского края, 1998; Многолетние данные о режиме..., 1986). Ширина реки в устьевом створе около 250 м. Вдоль русла проходит государственная граница между РФ и КНДР. По данным гидрографической станции в г. Куанхэ среднегодовой расход реки составляет 215 м<sup>3</sup>/с (Wei, Muqing, Wang, 1999). Благодаря муссонному климату расход реки существенно зависит от сезона. Максимальный расход наблюдается летом в период паводков, когда, согласно разовым наблюдениям ПУГКС в районе г. Хасан, расход может достигать 7570 м<sup>3</sup>/с (2000 г.), в конце декабря этого же года расход воды составлял 24.3 м<sup>3</sup>/с. Зимой наблюдается устойчивая межень.



Рис. 1. Схема расположения рек Южного Приморья

Fig. 1. Location of rivers of the Southern Primorye

Речная граница зоны смешения речных и морских вод (ЗС), выделенная по изогалине 1‰, зимой может распространяться на 4.5 км выше по течению от бара реки (Сёмкин, 2018). В соответствии с профилем солености и согласно современной классификации (Михайлов, Горин, 2012), эстуарий р. Туманной относится к русловому типу. Объемы поступления морской воды в эстуарий намного меньше объемов поступления пресной воды (Долгополова, Исупова, 2010). Минерализация речных вод в меженный период обычно превышает 200 мг/л (Шулькин, Богданова, Перепелятников, 2009).

Река Раздольная имеет протяженность 245 км и площадь водосбора 16.8 тыс. км<sup>2</sup>, речной сток – 2.46 км<sup>3</sup> (Атлас Приморского края, 1998; Многолетние данные о режиме..., 1986). Река впадает в море в вершине Амурского залива. Широкая (8–10 км) долина реки в ее нижнем течении имеет четковидную форму с сужением в 1.5 км в районе н.п. Раздольное. На всем протяжении долина покрыта густой сетью осушительных каналов и занята преимущественно землями сельскохозяйственного назначения. Расходы воды в реке изменяются в широких пределах – от 6 м<sup>3</sup>/с в зимнюю межень (январь 2014 г.) до 730 м<sup>3</sup>/с в пик половодья (май 2011 г.). Если в первом случае наибольшая дальность проникновения ЗС от устьевого бара в русло составила около 30 км, то во втором – ЗС была вытеснена в Амурский залив. В летнюю межень (август 2011 г.) при расходе 22 м<sup>3</sup>/с верхняя граница ЗС находилась на расстоянии 22 км от устьевого бара реки, а на спаде половодья в мае этого же года при расходе 393–222 м<sup>3</sup>/с она уже полностью находилась в Амурском заливе (Сёмкин, 2018).

Река Партизанская имеет протяженность 142 км и площадь водосбора 4.14 тыс. км<sup>2</sup>, речной сток – 1.32 км<sup>3</sup> (Атлас Приморского края, 1998; Многолетние данные о режиме..., 1986). Река впадает в

море на восточной границе залива Петра Великого. В устье реки максимальный суточный расход на пике половодья может превышать 450 м<sup>3</sup>/с. В большинстве случаев годовые максимумы паводков превышают наибольшие расходы половодья и составляют около 650 м<sup>3</sup>/с, но иногда достигают 1500 м<sup>3</sup>/с. В летнюю и осеннюю межень минимальные расходы воды в устьевом створе составляют в среднем 11.3 м<sup>3</sup>/с, но могут и понижаться до 4.3 м<sup>3</sup>/с. Зимняя межень более устойчива: в период ледостава минимальные расходы воды поникаются в среднем до 3.0 м<sup>3</sup>/с, а в отдельные годы до 1.0 м<sup>3</sup>/с. Наибольшая дальность (12.5 км) распространения ЗС от устьевого бара наблюдалась в период зимней межени в 2016 г., наименьшая (5 км) – в период весеннего половодья в 2012 г. (Сёмкин, 2018). Эстуарий р. Партизанская относится к русловому типу с сильной стратификацией вод (Долгополова, Исупова, 2010).

В ходе изучения морфодинамических процессов, имеющих развитие в УОР Туманной, Раздольной и Партизанской, были задействованы их спутниковые изображения свободного доступа (Yandex-карты, GoogleMaps, Google Earth Pro). Для установления верхних границ устьевых областей, а также зон приливных колебаний уровня и приливно-отливных течений были задействованы дешифрировочные признаки, апробированные при картировании мезо- и макроприливных устьев рек (Назаров, Фролова, 2024; Назаров, 2025) – наличие/отсутствие осушек вдоль бровок русла, темная/светлая окраска берегового уступа – признак периодической обводненности грунтов, а также формирование особых по окраске и структуре изображения растительных сообществ (фаций) в зоне периодического затопления прирусловой полосы берега. Важную роль при фиксировании наличия реакции русловых процессов на приливно-отливные играло установление сменяемости морфолого-морфометрических

характеристик русла с последующим выделением участков УОР с определенным набором морфодинамических типов русла и/или их разновидностей (Чалов, 2011).

Результатом выделения и районирования УОР стало установление нижней границы «материкового» участка реки (не входит в состав УОР) с присутствием в нем явных признаков функционирования речных (русловых) процессов. Со стороны устьевого створа и вверх по течению реки были определены границы распространения участков русла с их основными морфолого-морфометрическими отличиями от участков, расположенных за пределами устьевой области. Обычно их отличали большая ширина русла, его относительная прямолинейность и/или пологость излучин. Между «речным» и «морским» участками реки, как правило, присутствует «переходный» участок, в котором одновременно могли проявляться признаки как первого, так и второго участков.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Учитывая особенности смены морфодинамических типов русла и некоторые признаки проявления в нем морских процессов, расположение верхней границы УОР **Туманной** установлено примерно

в 2 км выше моста, в районе н.п. Хасан (рис. 2). Участок реки, расположенный выше этой границы, на протяжении первых десятков километров представлен врезанным разветвленно-извилистым руслом, в котором осередковая разветвленность является основной формой проявления руслового морфолитогенеза. Небольшие пойменные острова здесь единичны и часто недолговечны. Продолжительность существования многих из них, по-видимому, определяется временем между катастрофическими паводками, которые в этой части Приморья происходят часто.

Первый (I), самый верхний из устьевых участков русла в составе УОР протягивается вниз по течению до окончности о. Сынджондэ. Здесь врезанное русло становится относительно прямолинейным и характеризуется резким сокращением количества осередков и побочней. Почти сразу ниже острова начинается второй (II) устьевой участок реки, который заканчивается устьевым створом. Он представлен врезанным прямолинейным руслом, являющимся эстуарием с ЗС в периоды межени.

Развитие эрозионно-аккумулятивных процессов в эстуарии Туманной происходит при воздействии как собственно речных (русловых) процессов в период половодья и паводков, так и морских – во время штормовых нагонов. И в том, и в другом слу-

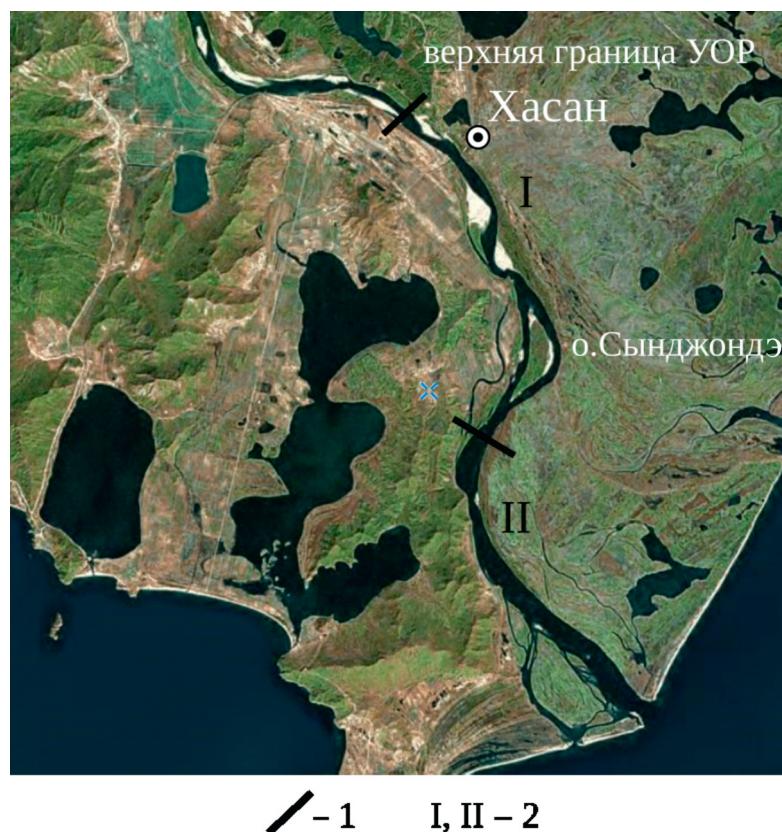


Рис. 2. Нижнее течение р. Туманная:

- 1 – границы участков;
- 2 – номера участков

Fig. 2. Downstream of Tumen River:

- 1 – section bounders;
- 2 – section numbers

чае уровень воды часто превышает высоту поймы. Общими рельефоформирующими процессами для приусьевого участка реки (выше верхней границы УОР) и двух устьевых участков являются оплы- вание и плоскостная эрозия русловых уступов и склонов долины (Назаров, 2025).

Роль морских процессов в моделировке русла реки наиболее выражено проявляется в динамике аккумулятивных форм в его эстuarной части и на приусьевом взморье. Экстраординарные скорости ветра и возникающие в связи с этим аномально сильные волны в прибрежной зоне периодически приводят к кардинальным перестройкам подводного и надводного рельефа в районе устьевого створа и нижней части эстуария. Активное развитие тайфунов, наблюдавшееся в конце 90-х – начале нулевых (до 2005) годов (Как тайфуны ..., 2024), спровоцировало активный размыв подводного склона и, как следствие, наращение высоты приусьевого бара, закончившееся формированием

большого острова, который в последующие шесть лет, отмечаемых как период без тайфунов, был размыт «фоновыми» штормами (рис. 3).

Важную роль в морфолитогенезе самого нижнего участка реки также играют прибойные потоки и вдольбереговые течения. Результатом развития этих процессов стало формирование донного рельефа эстуария и берегового контура в районе устьевого створа. В первую очередь это проявилось образованием недолговечных аккумулятивных тел и крючкообразных береговых кос, «запол-зающих» в русловую часть реки. Обрушение океанских волн на подводные склоны приусьевого бара приводило к концентрации энергии и образованию прибойного потока, поставляющего наносы из приусьевой части взморья в эстуарий. Важной составляющей в объеме материала, поступающего в русло, являются также наносы, поставляемые вдольбереговыми течениями в район приусьевого створа. В процессе выдвижении косы на устьевом

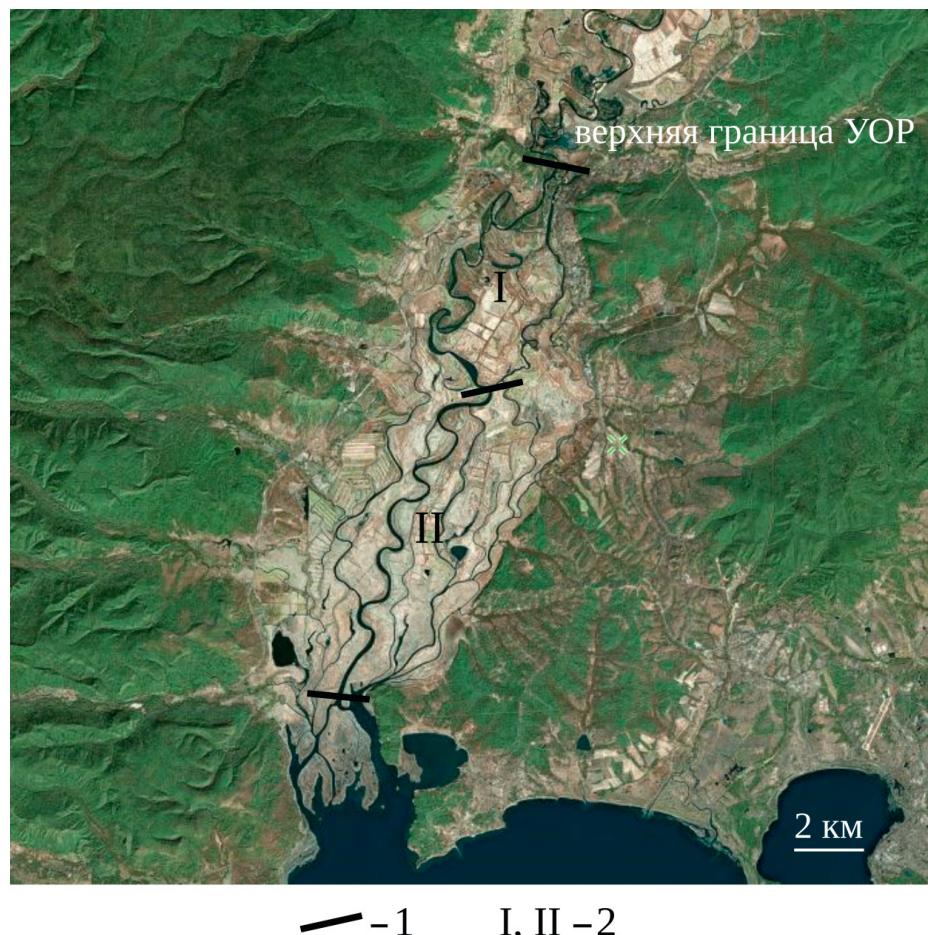


Рис. 3. Динамика аккумулятивных форм в устье р. Туманной в период с 2005 по 2023 г.

Fig. 3. Dynamics of accumulative forms at the mouth of the Tumen River from 2005 to 2023

**Рис. 4.** Нижнее течение

р. Раздольная:  
1 – границы участков;  
2 – номера участков

**Fig. 4.** Downstream of Razdolnaya River: 1 – section bounders;  
2 – section numbers

— 1 I, II – 2

мысе они захватываются прибойным потоком и перенаправляются в эстуарий, формируя при этом аккумулятивные тела разной степени сохранности в пространстве и времени. Теснейшая связь морфолитогенеза нижнего участка УОР с деятельностью морских процессов проявляется и в периодическом перекрытии наносами правой протоки. В свою очередь ее блокировка наносами регулирует объемы и активность их поступления в магистральный рукав Туманной.

Совершенно другая ситуация с развитием устьевого морфолитогенеза наблюдается в нижнем течении **Раздольной** (рис. 4). От сужения долины в районе н.п. Раздольное и далее вверх по течению реки извилистое русло представлено в основном свободными излучинами, разделенными прямыми вставками, и пойменно-русловыми разветвлениями. Проявлением флювиального морфолитогенеза здесь являются многочисленные аккумулятивные и эрозионные формы руслового рельефа – побочни, осередки, а также «активные» русловые бровки в вершинах излучин. Ниже н.п. Раздольное происходит «отрыв» протоки Смеринка от основного русла. Переформирование двухрукавного разветвленно-извилистого русла сегодня

осуществляется под воздействием боковой эрозии, что иллюстрирует гривистый рельеф в пойменных сегментах излучин. Основной рукав на данном участке реки представлен развитыми (заваленными) и прорванными излучинами. Рукав Смеринка морфологически более простой: пологие излучины соседствуют с относительно прямолинейными участками русла. В 4 км выше узла слияния, в главном рукаве, по наличию в нем песчаного переката, была идентифицирована вершина эстуария реки (Сёмкин, Тищенко, Лобанов и др., 2019). Ниже по течению происходит новое разветвление русла, но уже на три протоки. Наибольшей извилистостью характеризуется основной рукав, в котором излучины становятся пологими с невысокой активностью горизонтального смещения. Сегментно-гривистая пойма, характерная для верхнего участка, здесь сменяется параллельно-гривистой. Узел слияния последнего участка русловых разветвлений одновременно является и вершиной относительно короткой малорукавной дельты, открывающейся в мелководный лиман.

По характеру и очередности смены морфодинамических типов русла Раздольной в нижнем течении достаточно уверенно определяется зона



Рис. 5. Эстуарий и приусьевая часть взморья р. Раздольная

Fig. 5. Estuary and its part of the seaside of the Razdolnaya River

( дальность) распространения в ней морских процессов. Вершиной УОР, по-видимому, следует считать узел первого разветвления в районе н.п. Раздольное. В первый участок УОР попадает и верхняя граница эстуария, совпадающая с расположением последнего (в направлении сверху—вниз) песчаного переката, ниже которого происходит постепенное перерастание количества (частоты) проникновений нагонов морских вод вверх по руслу реки в качестве — увеличение «аккумулирующей составляющей» в русловом процессе. По сравнению с приусьевым («материковым») участком реки в первом устьевом фиксируется рост доли излучин, относящихся по (Чалов, Чалов, 2023) к более высокой стадии развития, и формирование разветвлений высшего структурного уровня — IV и V соответственно. Для первых это проявляется замещением сегментных излучин сложными петлеобразными, для вторых — формированием пойменно-русловых разветвлений и раздвоенного русла.

Второй устьевой участок, начинающийся со второго узла разветвления и продолжающийся до дельтовидного разветвления руслового канала, находится под значительно более продолжительным и энергетически более сильным влиянием морских процессов. Перехват значительной части речных наносов на первом участке УОР привел к некоторому снижению в нем доли влияния аккумуляции в формировании эстуария. Выразилось это понижением структурного уровня излучин до III — они снова стали сегментными.

Самая нижняя часть реки, еще в относительно недалеком прошлом представлявшая собой малорукавную дельту, стала функционировать как типичный эстуарий с активно перемещающейся в пространстве и времени ЗС (рис. 5). В результате направленного повышения уровня океана до 1.5 мм/год при устойчивой тенденции вертикальных движений земной поверхности отрицательного знака (Петренко, 2020) рукава дельты превратились в заливы лимана и практически полностью вышли из-под влияния русловых процессов. На приусьевом участке взморья при отсутствии волнения сквозь толщу воды четко просматриваются часть затопленной субаквальной дельты и приусьевой бар.

Не менее оригинально развитие устьевого морфолитогенеза сегодня происходит в нижнем течении **Партизанской**, впадающей в полузакрытый залив второго порядка — залив Находка, расположенный на восточной периферии залива Петра Великого (рис. 6). При определении верхней границы УОР в качестве одного из дешифрировочных признаков дальности распространения приливной волны в реке было использовано изменение окраски воды в русле 18 октября 2017 г. (рис. 7). Более светлый (бирюзовый) ее оттенок, указывающий на внедрение морских вод в речное русло, удалось зафиксировать на материалах съемки этого года. Участок реки, где цвет воды постепенно приближался к речному, более темному, начинался против южной, а заканчивался несколько выше северной оконечности н.п. Владимира-Александровское.



**Рис. 6.** Нижнее течение  
р. Партизанская:  
1 – границы участков;  
2 – номера участков

**Fig. 6.** Downstream of Partisan  
River:  
1 – section bounders;  
2 – section numbers

На район расположения верхней границы УОР указывает также и галечниковый перекат (12.7 км от устьевого бара), зафиксированный ниже моста, соединяющего населенные пункты Екатериновка и Владимира-Александровское (Сёмкин, 2018).

Прямым следствием постепенной замены флювиального (руслового) морфолитогенеза устьевым в районе верхней границы УОР стали изменения в характере развития морфодинамических процессов. В первую очередь это проявилось снижением доли эрозионной составляющей и увеличением аккумулятивной в русловых процессах. Одновременно более выраженными стали оплывания русловых бровок, связанные с более частыми изменениями уровня воды в реке. Выше моста река представлена типичным широ-

копойменным разветвленно-извилистым руслом. Пойменно-русловые разветвления на данном участке реки осложнены сегментными и прорванными излучинами, а речная долина на всю ширину осложнена густой сетью сухих или обводненных староречий. Другая картина наблюдается ниже моста. Морфологические особенности русла реки свидетельствуют о том, что формирование данного участка реки (I) проходило постепенно, по мере заполнения морского залива речными наносами. Ниже двух больших петлеобразных излучин русло представлено пологими излучинами, разделенными относительно прямолинейными вставками. Заканчивается устьевая часть реки однорукавной дельтой (II), к которой с запада примыкает фрагмент отмершей дельты.



Рис. 7. Р. Партизанская, участок расположения зоны смешения речных и морских вод (18.10.2017)

Fig. 7. Area of the mixing zone of river water and sea water of Partisan River (2017.10.18)

Важной особенностью современного формирования эстуарно-дельтовой системы р. Партизанская и устьевой области в целом является большое влияние на них направленных природных процессов, причем прямо воздействующих на моделировку как собственно русла, так и смежных с ним береговых геосистем. В первую очередь, как и в случаях с другими реками Южного Приморья, это относится к повышению уровня моря при одновременном «проседании» береговой зоны из-за отрицательных движений земной коры. Анализ динамики эрозионно-аккумулятивных форм в русле реки и изменений конфигурации излучин, староречий и островов в период с 1985 по 2024 г. показал, что развитие эстуарно-дельтовой системы реки направлено на увеличение ее протяженности за счет продвижения верхней границы вверх по течению. Происходит постоянное изменение границы подпора в фазы прилива и, соответственно, смещение вверх по реке зоны аккумуляции наносов. Именно развитие данного процесса, по-видимому, и стало основной причиной занесения наносами входов во второстепенные (третьюстепенные и т. д.) рукава и протоки, в результате чего многорукавная дельта постепенно превращалась в однорукавную, а в самой дельтовой геосистеме значительную долю стала занимать отмершая дельта с сетью староречий и руслоподобных морских заливов.

Наибольшей динамичностью и преобладанием проявлений аккумулятивных процессов, относящихся к волновому морфолитогенезу, отличается приустьевая часть взморья. Как и на открытом побережье в районе устьевого створа р. Туманная, в устье Партизанской в периоды тайфунов происходит частичная или полная перестройка субаквальной дельты. Часто «блуждание» устьевого бара сопровождается его смыканием с концевыми косами. При этом развитие прибойных потоков над мелководьем, направленных в сторону устьевого створа, приводит к заносу песка прямо в эстуарий, результатом которого становится удлинение/укорачивание протяженности песчаных кос или уменьшение/увеличение контрастности подводного и надводного рельефа в его русле (рис. 8).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение особенностей функционирования устьевых процессов в микроприливных УОР Туманной, Раздольной и Партизанской показало, что переформирование эстуарно-дельтовых систем может проходить с преобладанием проявлений процессов как морского, так и флювиального (руслового) происхождения. Для первых в зависимости от расположения устья на открытом побережье или в вершине залива (бухты, лагуны) ведущими процессами могут быть как волновые, так и свя-



**Рис. 8.** Динамика  
аккумулятивных форм  
в устье р. Партизанская  
в период с 1985 по 2024 г.

**Fig. 8.** Dynamics of accumulative  
forms at the mouth of the  
Partisan River from 1985 to  
2024

занные с приливно-отливными явлениями. Эти процессы определяют частоту и дальность распространения вверх по руслу проявлений устьевого морфолитогенеза. Для эстуариев руслового типа, к которому относятся эстуарии Туманной и Партизанской, воздействие морских процессов на русло происходит преимущественно в результате штормовых нагонов. Высота подъема уровня воды при экстремальных волнениях даже на значительном удалении от устьевого створа может в разы превышать максимальную высоту прилива, фиксируемого в заливе Петра Великого. Под воздействием высоких волн, образующихся во время прохождения тайфунов (важный региональный фактор устьевого морфолитогенеза) в результате

концентрации волновой энергии в районе устьевого бара и формирования прибойных потоков, активной переработке подвергаются внешний контур субаэральной дельты и донный рельеф субаквальной дельты.

В эстуариях лиманного типа (р. Раздольная), защищенных мелководьем от разрушительного воздействия волн и высоких нагонов, энергетической доминантой устьевого морфолитогенеза являются русловые процессы. Паводковый режим (важный региональный фактор устьевого морфолитогенеза) также благоприятствует активному развитию эрозионно-аккумулятивных процессов в соответствии с максимальным распространением зоны периодического подпора речных вод в русле.

Общим процессом развития, характерным для всех УОР Южного Приморья, является постепенное продвижение верхней границы зоны смешивания речных и морских вод вверх по течению реки. Изменение местоположения этой границы связано с развитием направленных природных процессов, в значительной степени контролирующих устьевой морфолитогенез рек региона. К ним относятся повышение уровня моря и вертикальные тектонические движения земной коры отрицательного знака, характерные для этой части дальневосточного побережья.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена по теме государственного задания «Естественная и антропогенная динамика, трансформация и эволюция разноранговых геосистем и их компонентов в переходной зоне «суша—океан» в условиях возрастания природных и техногенных рисков; разработка методов и геоинформационных технологий их мониторинга и моделирования» (125021302113-3).

## ЛИТЕРАТУРА

Арзамасцев И.С., Короткий А.М., Коробов В.В. Физико-географические особенности Тихоокеанского побережья России // Прибрежно-морское природопользование: теория, индикаторы, региональные особенности. Владивосток: Дальнаука, 2010. С. 111–153.

Атлас Приморского края. Владивосток: Дальпресс. 1998. 48 с.

Байдин С.С. Устьевая область реки как часть прибрежной зоны моря // Геоморфология и литология береговой зоны моря и других крупных водоёмов. М.: Наука, 1971. С. 67–74.

Гарцман Б.И., Карасев М.С., Степаненко Л.А. Картографирование риска затопления и развития водно-эрэзионных процессов в долинах рек горных стран зоны муссонного климата: методические и прикладные аспекты // Водные ресурсы. 2000. Т. 27, № 1. С. 13–20.

Долгополова Е.Н., Исупова М.В. Классификация эстуариев по гидродинамическим процессам // Водные ресурсы. 2010. Т. 37, № 3. С. 274–291.

Как тайфуны-варвары терроризировали Приморье за последние 65 лет. PrimaMedia.ru [Электронный ресурс]. URL: <https://primamedia.ru/news/457726/> (Дата обращения: 19.04.2025).

Коротаев В.Н. Геоморфология речных дельт. М.: Изд-во МГУ, 1991. 224 с.

Коротаев В.Н., Михайлов В.Н. Дельтообразование в устьях рек: типизация форм и процессов // Эрозионные и русловые процессы. 2000. Вып. 3. С. 223–237.

Ластовецкий Е.И., Вещева В.М. Гидрометеорологический очерк Амурского и Уссурийского заливов. Владивосток: Приморское управление гидрометеорологической службы, 1964. 264 с.

Мискеевич И.В., Алабян А.М., Демиденко Н.А., Коробов В.Б., Панченко Е.Д. Формирование высокой мутности вод в малых приливных эстуариях Белого и Баренцева морей // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2022. № 4. С. 142–153.

Михайлов В.Н., Горин С.Л. Новые определения, районирование и типизация устьевых областей рек и их частей – эстуариев // Водные ресурсы. 2012. Т. 39, № 3. С. 243–257.

Михайлов В.Н., Рогов М.М., Макарова Т.А., Полонский В.Ф. Динамика гидрографической сети неприливных устьев рек. М.: Гидрометеоиздат, 1977. 297 с.

Михайлова М.В. Взаимодействие приливов и штормовых нагонов в устье р. Эльбы // Водные ресурсы. 2011. Т. 38, № 3. С. 283–296.

Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. Т. 1. Вып. 21. 387 с.

Назаров Н.Н. Особенности проявления русловых процессов в устьевых областях приливных рек // Тихоокеанская география. 2025. № 1. С. 18–32. [https://doi.org/10.35735/26870509\\_2025\\_21\\_2](https://doi.org/10.35735/26870509_2025_21_2).

Назаров Н.Н., Фролова И.В. Влияние приливо-отливных процессов на геосистемы устьевых областей рек // Геосистемы северо-восточной Азии: природные и социально-экономические факторы и структуры. Владивосток, 2024. С. 159–163. [https://doi.org/10.35735/9785604968338\\_159](https://doi.org/10.35735/9785604968338_159).

Петренко В.С. Формирование и современное состояние берегов Приморья // Береговые исследования в Тихоокеанской России: сборник научных статей. Владивосток: Изд-во ДФУ, 2020. С. 144–155.

Самойлов И.В. Устья рек. М.: Географгиз, 1952. 526 с.

Сёмкин П.Ю. Гипоксия эстуариев залива Петра Великого. Дисс. ... канд. геогр. наук. Владивосток, 2018. 140 с.

Сёмкин П.Ю., Тищенко П.Я., Лобанов В.Б., Барабанщиков Ю.А., Михайлик Т.А., Сагалаев С.Г., Тищенко П.П. Обмен вод в эстуарии реки Раздольной (Амурский залив, Японское море) в период ледостава // Известия ТИНРО. 2019. Т. 196. С. 123–137.

<https://doi.org/10.26428/1606-9919-2019-196-123-137>

Современная Россия: географическое описание нашего Отечества. Дальний Восток. М.: Паулсен, 2020. 464 с.

Супранович Т.И., Якунин Л.П. Гидрология залива Петра Великого // Труды ДВНИГМИ. Вып. 22. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 198 с.

Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 2: Морфодинамика речных русел. М.: КРАСАНД, 2011. 960 с.

Чалов Р.С., Чалов С.Р. Дискретные свойства русловых процессов и их отражение в морфодинамике речных русел // Известия РАН. Сер. геогр. 2023. Т. 87, № 2. С. 234–249.

<https://doi.org/10.31857/S2587556623020036>.

Шулькин В.М., Богданова Н.Н., Перепелятников Л.В. Пространственно-временная изменчи-

вость химического состава речных вод юга Дальнего Востока // Водные ресурсы. 2009. Т. 36, № 4. С. 428–439.

Wei T., Muqing Y., Wang G. Pollution trend in the Tumen River and its influence on regional development // Chi. Geographical Sci. 1999. Vol. 9. No. 2. P. 146–150.

## ОБ АВТОРЕ

Назаров Николай Николаевич, ведущий научный сотрудник лаборатории палеогеографии и геоморфологии Тихоокеанского института географии Дальневосточного отделения Российской академии наук, доктор географических наук, профессор.

Рабочий адрес: 690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7. nikolainazarovpsu@gmail.com

## RIVER MOUTH AREA MORPHOLITHOGENESIS OF SOUTHERN PRIMORYE RIVERS

N.N. Nazarov

*Pacific Geographical Institute FEB RAS, Laboratory of Paleogeography and Geomorphology, Vladivostok, Russia*

*nikolainazarovpsu@gmail.com*

**Abstract.** The peculiarities of development and distribution of morpholithogenesis types in the river mouth area of the Tumen, Razdolnaya, and Partisan rivers of Southern Primorye were studied. Satellite images from free access (Yandex-maps, GoogleMaps, Google Earth Pro) were used in the study. Analysis and comparison of multi-temporal images (1985-2024) allowed to obtain reliable information on spatial and temporal changes in the location of relief elements, to determine the morphodynamic channel types and zoning of river mouth area. The role and share of influence of fluvial (channel), tidal and wave processes in the river mouth area morpholithogenesis are analyzed. The leading processes of modeling the overwater (coastal) and underwater (bottom) relief were wave processes and storm surges in channel-type estuaries. Channel processes became the leading processes of modeling the overwater (coastal) and underwater (bottom) relief in estuaries of the liman type. The nature of the development of erosion-accumulative processes in estuaries and near-estuary parts of the seashore indicates that an important feature of their modern formation in Southern Primorye is the great influence of directed natural processes. These include sea level rise and vertical movements of the Earth's crust of negative sign characteristic for this part of Primorye.

**Keywords.** River mouth area, estuary, delta, Tumen river, Razdolnaya river, Partisan river, interpretation signs, tidal processes

## ACKNOWLEDGMENTS

The work was carried out on the topic of the state assignment “Natural and anthropogenic dynamics, transformation and evolution of different-rank geo-systems and their components in the transition zone “land-ocean” in the context of increasing natural and man-made risks; development of methods and geoinformation technologies for their monitoring and modeling” (125021302113-3).

## REFERENCES

Arzamastsev I.S., Korotkiy A.M., and Korobov V.V. Physical-geographical features of the Pacific coast of Russia // Pribrezhno-morskoe prirodopol'zovanie: teoriya, indikatory, regional'nye osobennosti. Vladivostok: Dal'nauka Publ., 2010. P. 111–153. (In Russ.)

Atlas of the Primorye region. Vladivostok: Dal'press Publ., 1998. 48 p. (In Russ.)

- Gartsman B.I., Karasev M.S., and Stepanenko L.A. Mapping of the risk of flooding and the extent of scouring processes in river valleys in mountainous countries in the monsoon climate zone // *Vodnye resursy*. 2000. Vol. 27, No. 1. P. 9.
- Baidin S.S. The mouth area of the river as part of the coastal zone of the sea // *Geomorfologiya i litologiya beregovoj zony morya i drugix krupnyx vodoyomov*. Moscow: Nauka Publ., 1971. P. 67–74. (In Russ.)
- Dolgopolova E.N., and Isupova M.V. Classification of estuaries by hydrodynamic processes // *Vodnye resursy*. 2010. Vol. 37. No. 3. P. 268–284.
- How typhoons have terrorized Primorye over the past 65 years. PrimaMedia.ru. [Electronic data]. Access way URL: <https://primamedia.ru/news/457726/> (Access date: 19.04.2025). (In Russ.)
- Korotaev V.N. *Geomorphology of river deltas*. Moscow: Moscow State University Publishing House, 1991. 224 p. (In Russ.)
- Korotaev V.N., and Mikhailov V.N. Delta formation in river mouths: typification of forms and processes // *Jerozionnye i ruslovye processy*. 2000. Vyp. 3. P. 223–237. (In Russ.)
- Lastovetsky E.I., and Veshcheva V.M. *Hydrometeorological essay on the Amur and Ussuri bays*. Vladivostok: Primorskoe upravlenie gidrometeorologicheskoy sluzhby, 1964. 264 p. (In Russ.)
- Miskevich I.V., Alabyan A.M., Demidenko N.A., Korobov V.B., and Panchenko E.D. Formation of high water turbidity in small tidal estuaries of the White and Barents seas // *Vestnik Mosk. un-ta. Ser. 5. Geografiya*. 2022. No. 4. P. 142–153. (In Russ.)
- Mikhailov V.N., and Gorin S.L. New definitions, regionalization, and typification of river mouth areas and estuaries as their parts // *Vodnye resursy*. 2012. Vol. 39. No. 3. P. 247–260.
- Mikhailov V.N., Rogov M.M., Makarova T.A., and Polonsky V.F. Dynamics of the hydrographic network of non-tidal river mouths. Moscow: Gidrometeoizdat Publ., 1977. 297 p. (In Russ.)
- Mikhailova M.V. Interaction of tides and storm surges at the Elbe river mouth // *Vodnye resursy*. 2011. Vol. 38. No. 3. P. 284–297.
- Long-term data on the regime and resources of surface waters on land. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 1986. T. 1. Vyp. 21. 387 p. (In Russ.)
- Nazarov N.N. Particular manifestation of channel process in the tidal river mouth areas // *Tihookeanskaja geografija*. 2025. No. 1. P. 18–32. [https://doi.org/10.35735/26870509\\_2025\\_21\\_2](https://doi.org/10.35735/26870509_2025_21_2) (In Russ.)
- Nazarov N.N., and Frolova I.V. Impact of tidal processes on river mouth geosystems // *Geosistemy severo-vostochnoj Azii: prirodnye i social'no-ekonomicheskie faktory i struktury*. Vladivostok, 2024. P. 159–163. [https://doi.org/10.35735/9785604968338\\_159](https://doi.org/10.35735/9785604968338_159). (In Russ.)
- Petrenko V.S. Formation and current state of the coasts of Primorye // *Beregovye issledovaniya v Tihookeanskoj Rossii*. Vladivostok: Izd-vo DFU, 2020. P. 144–155. (In Russ.)
- Samoilov I.V. *River mouths*. Moscow: Geografgiz Publ., 1952. 526 p. (In Russ.)
- Semkin P.Ju. Hypoxia of Peter the Great Bay estuary. Dis. ... kand. geogr. nauk. Vladivostok, 2018. 140 p. (In Russ.)
- Semkin P.Yu., Tishchenko P.Ya., Lobanov V.B., Barabanshchikov Yu.A., Mikhailik T.A., Sagalaev S.G., and Tishchenko P.P. Water exchange in the estuary of the Razdolnaya river (Amur bay, Japan sea) in the Ice Covered Period // *Izvestija TINRO*. 2019. T. 196. P. 123–137. <https://doi.org/10.26428/1606-9919-2019-196-123-137>. (In Russ.)
- Modern Russia: Geographical Description of Our Fatherland. Far East. Moscow: Paulsen Publ., 2020. 464 p. (In Russ.)
- Supranovich T.I., and Yakunin L.P. *Hydrology of the Peter Great Bay* // Tr. DVNIGMI. Vyp. 22. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 1976. 198 p. (In Russ.)
- Chalov R.S. Riverbed science: theory, geography, practice. Vol. 2: *Morphodynamics of river channels*. Moscow: Krasand Publ., 2011. 960 p. (In Russ.)
- Chalov R.S., and Chalov S.R. Channel processes disconnectivity in rivers hydromorphology // *Izvestija RAN. Ser. geogr.* 2023. Vol. 87. No. 2. P. 234–249. <https://doi.org/10.31857/S2587556623020036>. (In Russ.)
- Shul'kin V.M., Bogdanova N.N., and Perepelyatnikov L.V. Space-time variations of river water chemistry in RF Southern Far East // *Vodnye resursy*. 2009. Vol. 36. No. 4. P. 406–417.
- Wei T., Muqing Y., Wang G. Pollution trend in the Tumen River and its influence on regional development // *Chi. Geographical Sci.* 1999. Vol. 9. No. 2. P. 146–150.

## ABOUT THE AUTHOR

Nazarov Nikolai Nikolaevich

Leading Researcher at the Laboratory of Paleogeography and Geomorphology, Pacific Geographical Institute of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences.

Doctor of geographical sciences, Professor.  
[nikolainazarov@psu@gmail.com](mailto:nikolainazarov@psu@gmail.com)

**ЭРОЗИЯ ПОЧВ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ**  
№ 3. 2025

Формат обрезной 204x285

Объем 70 с.

Бумага офсетная

Печать цифровая

Тираж 25 экз.