

HUMAN IMPACT  
ON THE FLUVIAL PROCESSES  
OF EURASIAN RIVERS

Edited by M. Habel

# **Human Impact on the Fluvial Processes of Eurasian Rivers**

Uniwersytet Kazimierza Wielkiego

Bydgoszcz 2012

For the issue of this monograph contributed by the **Interinstitutional Scientific Council on Erosion, River Channel and Mouth Processes** (headquarters in MSU Moscow, Russia) – original name: Межвузовский Научно-Координационный Совет по Проблемам Эрозионных, Русловых И Устьевых Процессов and **Institute of Geography at Kazimierz Wielki University** (Poland).



**Reviewer:**

prof. dr Roman S. Chalov

**English translation and proofreading:**

Tomasz Szymenderski

**The publication was funded by the National Science Centre in Poland**

grant no. N N306 437438.

**Print formatting by:**

BDW MARGRAFSEN s.c., Bydgoszcz

**Publisher:**

Bydgoski Dom Wydawniczy MARGRAFSEN s.c.  
85-808 Bydgoszcz, ul. Białogardzka 11A  
tel. +48 (52) 370 38 00, e-mail: biuro@margrafesen.pl  
www.margrafesen.pl

ISBN 978-83-63921-12-5

Bydgoszcz 2012

## CONTENTS

<b>PART I: CONTROL OVER SEDIMENT TRANSPORT</b> .....	15
<b>Z. Babiński</b> <b>INFLUENCE OF HYDROTECHNICAL STRUCTURES</b> <b>(CASCADE) ON FLUVIAL PROCESSES</b> <b>OF RIONI RIVER (GEORGIA)</b> ВЛИЯНИЕ ГИДРОТЕХНИЧЕСКОГО СТРОИТЕЛЬСТВА НА РУСЛОВЕ ПРОЦЕССЫ РЕКИ РОНИ (ГРУЗИЯ).....	16
<b>G.L. Gladkov</b> <b>HYDRAULIC RESISTANCE IN WATER</b> <b>AND RIVER SEDIMENTS TRANSPORT</b> ГИДРАВЛИЧЕСКОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ ДВИЖЕНИЮ ВОДЫ И ТРАНСПОРТ НАНОСОВ В РЕКАХ.....	30
<b>D. Szatten</b> <b>INFLUENCE OF KORONOWSKI RESERVOIR</b> <b>ON TOTAL SUSPENSION IN THE WATERS</b> <b>OF THE BRDA RIVER (POLAND)</b> ВЛИЯНИЕ КОРОНОВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА НА ПЕРЕДВИЖЕНИЕ ВЗВЕШЕННЫХ РЕЧНЫХ НАНОСОВ В РЕКЕ БРДА (ПОЛЬША) .....	37
<b>K.M. Berkovich, L.V. Zlotina</b> <b>CHANGES OF CHANNELS OF LOWLAND</b> <b>RIVERS CAUSED BY ANTHROPOPRESSION</b> ДЕФОРМАЦИИ РУСЕЛ РАВНИННЫХ РЕК ПРИ АНТРОПОГЕННЫХ НАРУШЕНИЯХ .....	43

**PART II: RIVER CHANNEL DEFORMATIONS**..... 49

**R.S. Chalov**

**CHANNEL BARS ON NAVIGABLE RIVERS,  
THEIR MORPHOLOGY, TYPOLOGY,  
YEARLY AND SEASONAL MORPHOLOGICAL CHANGES**  
ПЕРЕКАТЫ НА СУДОХОДНЫХ РЕКАХ, ИХ МОРФОЛОГИЯ, ТИПИЗАЦИЯ,  
МНОГОЛЕТНИЙ И СЕЗОННЫЙ РЕЖИМ ДЕФОРМАЦИИ .....50

**A.M. Tarbeeva, I.N. Krylenko, V.V. Surkov, T.C. Daykovskaya**

**THE MECHANISMS OF ICE FORMATION  
AND CHANNEL DEFORMATIONS  
OF SMALL FOREST STREAMS IN THE MOSCOW REGION**  
МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ НАЛЕДЕЙ И РУСЛОВЫЕ  
ДЕФОРМАЦИИ В МАЛЫХ ЛЕСНЫХ ВОДОТОКАХ ПОДМОСКОВЬЯ.....65

**A.S. Zavadsky**

**BOUNDARY RIVERS OF RUSSIA – GEOGRAPHY  
AND MORPHODYNAMICS OF CHANNEL SHIFTS**  
ПОГРАНИЧНЫЕ РЕКИ РОССИИ – ИХ ГЕОГРАФИЯ  
И ПОСЛЕДСТВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ РУСЛОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ .....73

**M. Banach**

**THE ROLE OF WŁOCŁAWEK RESERVOIR  
IN THE FLUVIAL PROCESSES OF THE LOWER VISTULA RIVER**  
РОЛЬ ВОДОХРАНИЛИЩА ВО ВЛОЦЛАВЕКЕ  
В РЕЧНЫХ ПРОЦЕССАХ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ ВИСЛЫ.....84

**A. Obodovskiy, V. Onyschuk, Z. Rozlach, O. Konovalenko**  
**ASSESSMENT OF RIVER BED FORMING PROCESSES  
OF THE LATORITSA RIVER BASED ON RESULTS  
OF COMPLEX HYDROMORPHOLOGICAL RESEARCH**

ОЦЕНКА ПРОЦЕССОВ РУСЛОФОРМИРОВАНИЯ  
Р. ЛАТОРИЦА НА ОСНОВЕ РЕЗУЛЬТАТОВ КОМПЛЕКСНЫХ  
ГИДРОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ..... 91

**N.N. Nazarov, I.I. Rysin, L.N. Petukhova**

**ON RESULTS OF FLUVIAL PROCESESS RESEARCH  
IN THE KAMA RIVER BASIN**  
О РЕЗУЛЬТАТАХ ИССЛЕДОВАНИЯ РУСЛОВЫХ  
ПРОЦЕССОВ В БАСЕЙНЕ КАМЫ .....100

**I.V. Lipatov, D.A. Osipov**

**COMPLEX INVESTIGATION OF CHANNEL CHANGES  
IN THE VICINITY OF PIPELINE CROSSINGS**  
КОМПЛЕКСНОЕ ОБСЛЕДОВАНИЕ  
ТЕХНИЧЕСКОГО КОРИДОРА ПЕРЕХОДА  
ГАЗОПРОВОДА НА Р. УЖУИХЕ .....119

**PART III: CHANGES IN HYDROLOGICAL REGIME**..... 123

**G.L. Gladkov**

**HYDROLOGICAL REGIME AND NAVIGATION  
CONDITIONS ON THE VOLCHOV RIVER (RUSSIA)**  
ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И СУДОХОДНЫЕ УСЛОВИЯ  
НА РЕКЕ ВОЛХОВ (РОССИЯ) .....124

**A.S. Zavadsky, I.N. Karganolova**

**INFLUENCE OF HYDROTECHNICAL STRUCTURES  
ON THE MOSCOV RIVER ON THE COURSE  
OF FLUVIAL PROCESSES**  
ИЗМЕНЕНИЕ ВОДНОГО И РУСЛОВОГО РЕЖИМОВ  
РЕКИ МОСКВЫ В РЕЗУЛЬТАТЕ  
ГИДРОТЕХНИЧЕСКОГО СТРОИТЕЛЬСТВА.....133

**M. Habel, L. Pieron**

**INFLUENCE OF WATER BARRAGE OPERATION  
ON CHANGES IN HYDROLOGICAL REGIME  
OF THE RIVER BELOW – ILLUSTRATED BY THE  
EXAMPLE OF THE DAM IN WŁOCŁAWEK**  
ВЛИЯНИЕ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ ПЛОТИНЫ  
НА ИЗМЕНЕНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА  
НА ПРИМЕРЕ ПЛОТИНЫ ВО ВЛОЦЛАВЕКЕ.....140

**V.G. Smirnova**

**IMPACT OF RIVER DREDGING ON HYDROECOLOGICAL  
CONDITIONS OF SMALL RIVERS**  
ВЛИЯНИЕ РАСЧИСТОК РУСЛА НА ГИДРОЭКОЛОГИЧНУ  
СИТУАЦИЮ И РУСЛОВЫЙ РЕЖИМ МАЛЫХ РЕК .....147

**PART IV: CHANGES IN FLUVIAL SYSTEMS**..... 155

**I.P. Kovalchuk, T.S. Pavlovska**

**THE ECOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL  
RESEARCH OF ZAMCHYSKO RIVER BASIN SYSTEMS**  
ЕКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНИЙ АНАЛІЗ  
РІЧКОВО-БАСЕЙНОВОЇ СИСТЕМИ .....156

**V.V. Surkov**

**TYPES OF GEOMORPHOLOGICAL LANDSCAPES  
OF FLOOD PLAINS ON THE EXAMPLE OF THE BAKSAN RIVER**  
ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ ЛАНДШАФТНОЙ  
СТРУКТУРЫ ПОЙМ НА ГОРНЫХ РЕКАХ  
(НА ПРИМЕРЕ ДОЛИНЫ Р. БАКСАН).....163

<b>I.P. Kovalchuk, JE. Ivanov, N. Lobanska, O. Terschuk</b> <b>NEW APPROACH TO MODELING OF FLOOD RISK IN THE AREA OF COAL MINING</b> МОДЕЛЮВАННЯ РИЗИКУ ПРОЯВУ ТЕХНОГЕННИХ ПОВЕНЕЙ І МАСШТАБІВ ПІДТОПЛЕННЯ ТЕРИТОРІЇ У РАЙОНАХ ВИДОБУВАННЯ КАМ'ЯНОГО ВУГІЛЛЯ .....	180
<b>E. Placzkowska</b> <b>MORPHODYNAMICS OF THE 1<sup>ST</sup>-3<sup>RD</sup> ORDER VALLEYS IN THE WESTERN TATRA MOUNTAINS (POLAND) – CASE STUDY</b> МОРФОДИНАМІКА В ДНАХ ДОЛИН В ЗАПАДНИХ ТАТРАХ (ПОЛЬША) ПО СРАВНЕННЮ С СООТВЕТСТВУЮЩЕГО КЛАССА РЕЧНЫМ БАСЕЙНОМ – ИЗУЧЕНИЕ ПРАКТИЧЕСКОЙ СИТУАЦИИ.....	190
<b>M. Kallas</b> <b>THE COURSE OF SELECTED HYDROLOGICAL PROCESSES IN THE AGRICULTURAL BASIN OF KOPCZE LAKE</b> ПРОТЕКАНИЕ ВЫБРАННЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОМ БАСЕЙНЕ ОЗЕРА КОПЧЕ (ПОЛЬША) .....	198
<b>G.YA. Baryshnikov</b> <b>GEO MORPHOLOGICAL CHARACTERISTICS OF TERRACES IN BIYA RIVER VALLEY</b> (THE UPPER ALTAI MOUNTAINS) ОСОБЕННОСТИ ТЕРРАСООБРАЗОВАНИЯ ДОЛИНЫ Р. БИЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) .....	210
<b>J.A. Molchak</b> <b>INFLUENCE OF ANTHROPOPRESSION ON DISTRIBUTION OF RAINFALL</b> ДОЖДЕВОЙ СТОК В УСЛОВИЯХ АНТРОПОГЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ.....	222
<b>A. Obodovskiy</b> <b>CONDITION AND PROSPECTS OF THEORETICAL AND APPLIED RESEARCH ON FLUVIAL PROCESSES AT KYIV UNIVERSITY</b> СТАН І ПЕРСПЕКТИВИ РОЗВИТКУ ТЕОРЕТИЧНОГО ТА ПРИКЛАДНОГО РУСЛОЗНАВСТВА В КИЇВСЬКОМУ УНІВЕРСИТЕТІ .....	227

## PREFACE

Control over the course of river channel processes constitutes an important part of environment management. Understanding and harnessing flood phenomena allows for, among other things, safe navigation and use of flowing water energy potential, which are just two of many reasons why further research on river channel processes should be conducted. In 1986 a new organization/association was brought into being at the Moscow State University, whose aim was to coordinate and popularize education and research within the field of erosion, river and estuary processes. The Interinstitutional Scientific Council on Erosion, River Channel and Mouth Processes (official name: Межвузовский Научно-Координационный Совет по Проблемам Эрозионных, Русловых и Устьевых Процессов) currently associates 44 universities in Russia and 25 universities abroad (Ukraine – 8, China – 2, Lithuania – 2, Poland – 4, Belarus – 3, Uzbekistan – 3, Kyrgyzstan – 2, Georgia – 1). During conferences and seminars organized several times a year members of the organization exchange experience and present the latest results of their research.

The publication you are holding is devoted to human impact on the course of channel processes in Eastern European and Asian rivers. The research stations are located on 93 different rivers that lie between the Vistula in the west (Poland) and the Amur in the east (Russia-China). The research material included in 23 academic articles submitted by the association members can be studied in three languages: 12 in Russian, 6 in English and 5 in Ukrainian. The papers are divided into four chapters. The first chapter touches upon the question of control over sediment transport. The works by Z. Babiński and D. Szatten constitute case studies concerning various stations in Georgia and Poland, while K. Berkovich, L. Zlotina and G. Gladkov introduce theoretical considerations on the subject. The second chapter focuses on river channel deformations. R.S. Chalov, among others, presents the results of many-years research on the dynamics of river channels, while A. Zavadsky relates to the interesting problem of changes in the course of borderlines resulting from deformation of Russian bordering river channels. The works by Obodovskiy, V. Onyschuk, Z. Rozlach and O. Konovalenko present a model for morphodynamical and typological analyses of river channels. N. Nazarov I. Rysin and L. Petukhova, on the other hand, touch upon an important problem of factors that shape (form) the contemporary tributary channels of the Kama River. Finally, the article by A. Tarbeeva et al. presents the mechanisms of erosion in minor rivers under the influence of ice phenomena. The third chapter focuses on the changes

in hydrological regime. G. Gladkov and M. Habel, L. Pieron relate to the direct influence of hydro power plants operation on the hydrological regime of rivers. A. Zavadsky and L. Karganlova present the impact of hydrotechnical works on the seasonal changes in the regime of the river. The fourth chapter includes eight articles related to the changes in fluvial systems resulting from human activity and climatic changes.

I trust this publication will prove to be yet another significant contribution to the development of fluvial geomorphology and, moreover, will be regarded as a helpful source of knowledge that holds practical value. Hopefully, the multilingual publication of research results contributed by the members of The Interinstitutional Scientific Council on Erosion, River Channel and Mouth Processes (Межвузовский Научно-Координационный Совет по Проблемам Эрозионных, Руслowych и Устьевых Процессов) will allow for the expansion of the organization and its further development.

Editor

## LIST OF AUTHORS

**Babiński Z.**

*Kazimierz Wielki University in Bydgoszcz, Poland*

**Banach M.**

*Pomeranian University in Slupsk, Poland*

**Baryshnikov G.**

*Altai State University in Barnaul, Russia*

*Алтайский государственный университет, г. Барнаул, Россия*

**Berkovich K.M.**

*Moscow State University, Russia*

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия*

**Chalov R.S.**

*Moscow State University, Russia*

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия*

**Daykovskaya T.C.**

*Moscow State University, Russia*

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия*

**Gladkov G.L.**

*Saint Petersburg University of Water Communications, Russia*

*Санкт-Петербургский государственный университет водных коммуникаций, Россия*

**Habel M.**

*Kazimierz Wielki University in Bydgoszcz, Poland*

**Ivanov Ye.**

*Ivan Franko National University of Lviv, Ukraine*

*Львівський національний університет імені Івана Франка*

**Kallas M.**

*Kazimierz Wielki University in Bydgoszcz, Poland*

**Karganlova I.N.**

*Moscow State University, Russia*

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия*

**Konovalenko O.**

*Taras Shevchenko National University of Kyiv, Ukraine*

*Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Україна*

**Kovalchuk I.P.**

*National University of Life and Environmental Sciences of Ukraine*

*Національний університет біоресурсів і природокористування України, м. Київ*

**Krylenko I.N.**

*Moscow State University, Russia*

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия*

**Lipatov V.**

*Volga State Academy of Water Transport in Nizhny Novgorod, Russia*

*Волжская государственная академия водного транспорта, Нижний Новгород, Россия*

**Lobanska N.**

*Ivan Franko National University of Lviv, Ukraine*

*Львівський національний університет імені Івана Франка, Україна*

**Molchak J.A.**

*Lutsk State Technical University, Ukraine*

*Луцький національний технічний університет, Україна*

**Nazarov N.N.**

*Perm State University in Perm, Russia*

*Пермский государственный университет, Россия*

**Obodovskiy A.**

*Taras Shevchenko National University of Kyiv, Ukraine*

*Київський університет імені Тараса Шевченка, Україна*

**Onyschuk V.**

*Taras Shevchenko National University of Kyiv, Ukraine*

*Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Україна*

**Osipov D.A.**

*Volga State Academy of Water Transport in Nizhny Novgorod, Russia*

*Волжская государственная академия водного транспорта, Нижний Новгород, Россия*

**Pavlovska T.S.**

*Volyn National University, Ukraine*

*Волинський національний університет імені Лесі Українки*

**Petukhova L.N.**

*Udmurt State University in Izhevsk, Russia*

*Удмуртский государственный университет, Россия*

**Pieron L.**

*Kazimierz Wielki University in Bydgoszcz, Poland*

**Placzowska E.**

*Jagiellonian University in Cracow, Poland*

**Rozlach Z.**

*Taras Shevchenko National University of Kyiv, Ukraine*

*Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Україна*

**Rysin I.I.**

*Udmurt State University in Izhevsk, Russia*

*Удмуртский государственный университет, Россия*

**Smirnova V.G.**

*Poltava University of Economics and Trade in Poltava, Ukraine*

*Полтавский университет потребительской кооперации Украины, г. Полтава*

**Surkov V.V.**

*Moscow State University, Russia*

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия*

**Szatten D.**

*Kazimierz Wielki University in Bydgoszcz, Poland*

**Tarbeeva A.M.**

*Moscow State University, Russia*

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия*

**Terschuk O.**

*Volyn National University, Ukraine*

*Волинський національний університет імені Лесі Українки*

**Zavadsky A.S.**

*Moscow State University, Russia*

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия*

**Zlotina L.V.**

*Moscow State University, Russia*

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия*

# **PART I**

## **CONTROL OVER SEDIMENT TRANSPORT**

## INFLUENCE OF HYDROTECHNICAL STRUCTURES (CASCADE) ON FLUVIAL PROCESSES OF RIONI RIVER (GEORGIA)

### ВЛИЯНИЕ ГИДРОТЕХНИЧЕСКОГО СТРОИТЕЛЬСТВА НА РУСЛОВЕ ПРОЦЕССЫ РЕКИ РОНИ (ГРУЗИЯ)

Z. Babiński

Kazimierz Wielki University, Poland

#### РЕЗЮМЕ

В статье представлена проблема влияния плотин и водохранилищ на речной транспорт осадков реки Рони (Грузия). Содержит основные гидрографические данные, гидрологические и гидротехнические реки и ее бассейна. Она характеризуется речной транспорт осадков, в основном в виде суспензии и его накопление в водохранилищах. В нем рассматриваются существующих плотин и водохранилищ, а также процесс их заполнения и призвал их жизнеспособность. Представить проект Namakhvani, в рамках формирования частью целого каскада реки Риони

#### Introduction

The Rioni is the main river of western Georgia. It starts its course on the southern slopes of the Great Caucasus Mountains at 2960 meters above the sea level, in the region of Racha, and flows west to the Black Sea, entering it north of the city of Poti (pic. 1). In the middle part of the river course, on its banks lays once ancient city of Colchis – Kutaisi. The length of the river is 327 km and its catchment area amounts to 13 400 km<sup>2</sup> with average basin height of 1084 meters above the sea level (Internet 2012a). The average slope at the bottom of the valley is 7.2‰. The Rioni river is supplied in 24.5% by groundwater, 19.0% by melting snow, 1.5% by glaciers and 55.0% by precipitation. The average annual surface runoff from the catchments is  $q = 30.5 \text{ l/s/km}^2$ , total outflow of water amounts to 12 911 million m<sup>3</sup>. The average of water discharge is  $409 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Shalva, 1986). The Rioni river is navigable over a distance of 95 km.

Since the ancient times the Rioni river has been known as the Phasis river. The name originates from Colchis, region through which the Rioni river flows. In the ancient times Jazon ventured there in his quest for the Golden Fleece, which may indicate human activity within the catchment area that goes back several thousands of years. However, it wasn't before the 20<sup>th</sup> century that four systems of barrages were built on the main stream, including two cascades and three separate dams on the tributaries of the river, which exerted marked influence on the water regime and natural environment of the river. The impact mainly involved reduction of suspended load accumulated in particular reservoirs. Due to the demand for electric energy in a country poor in natural minerals, construction of another three reservoirs on the main river is being considered (however, it is not a new concept but one that goes back to former USSR), which, as a reservoir complex of Namakhvani, would

form along with the existing Lajanuri, Gumati I and II, Rioni and Vartsikhe I-IV a cascade system of Rioni. Such system would allow for full control over the water regime and fluvial transport, utilizing 50% of energy potential of the river. At present Vartsikhe system allows for utilizing approximately 10% of the potential (Atlas..., 1964).

The article was mainly based on the following studies: Заиление и занесение водохранилищ (1983), D. Shalva (1986), A.F. Mandycz (1967), A.F. Mandycz and R.S. Chalov (1970), К.П. Мехели (1990), report by Meskhel K., Davitai M., Menadbe G., (2007), Internet (2012aib), as well as our own reconnaissance research conducted within the drainage basin of the Riorni river at the end of August and the beginning of September 2007 (photo documentation). In order to estimate the values of suspended load transport the following data was used: works included in the references (empirical formulas in particular) and data obtained during field research.



Pic. 1. Rioni River on the background of Georgia administration map.

#### Fluvial transport in Rioni river

Fluvial transport, understood as clastic load  $Q_c$  composed of suspended load  $Q_s$  and bed load  $Q_b$  without dissolved load, due to its importance for the accumulation processes was already being researched at the beginning of the 20<sup>th</sup> century. However, it was only after Rioni HPP was built but before the remaining barrages were constructed that the research was intensified. It involved gathering measurements of bed load with the use of a catching bag with the size of 25 cm width, 20 cm height and 200 cm length, as well as tracers (painting bottom sediments) and

Borysov bathometer. The data, gathered by various authors and employing mathematic formulas of various researchers, was published by D. Shalva in 1986, overall form of which is presented in table 1. The aim of compiling such material was to achieve most representative (average) data, which would allow for estimation of, so called, reservoir lifespan. In other words, how long does a reservoir last from the moment it is filled and loses the capacity to retain water.

The study of suspension transport with the use of bathometer and laboratory analysis of gathered samples showed that water in the Rioni river represents turbidity in the range between 1000–1500 g/m<sup>3</sup>. Moreover, it was established that there is a direct relationship between transport  $Q_c$  and concentration of  $Q$ , which amounted to 0.95 (95%). Based on this assumption it was estimated that the river, within its outlet reach, transports on average almost 7.2 million tons of suspension annually (Table 1). As far as bed load is concerned, merely over 0.8 million tons. In total, clastic load, without dissolved load, amounts to almost 8 million tons a year. The analysis of both river load transports indicates that bed load and suspended load ratio is 11.3% in favour of the later.

**Table 1.** Fluvial transport in Rioni river in tons per year with the percentage (%) share of bed load  $Q_b$  to suspended load  $Q_s$ .

Authors	suspended-load - $Q_s$	bed-load - $Q_b$	$Q_s + Q_b$	% $Q_b/Q_c$
I.I. Chercheulidze	8 800 000	860 000	9 660 000	8,9
G.N. Chmaladze	7 843 500	1 129 000	8 972 500	12,6
O.I. Chalatian	6 000 000	660 000	6 660 000	9,9
A.F. Mandycz	6 390 000	692 000	7 082 000	9,8
D. Shalva	6 800 000	720 000	7 520 000	10,6
Average	7 166 700	812 200	7 978 900	<b>11,3</b>

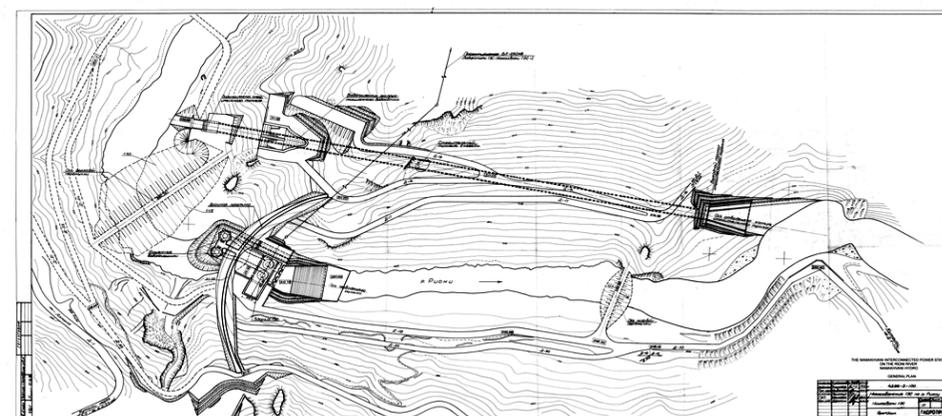
After: D. Shalva, 1986 (supl.)

These disproportions also manifest in the share percentage of the diameter of fluvial material, which, within the range below 0.1 mm (suspension), contains as much as 75.6%, while above 0.5 mm only 1.1% (Shalva, 1986). According to D. Shalva (1986), after calculating the amount of tons to m<sup>3</sup> (4.4 million m<sup>3</sup>), average denudation of the Rioni river basin surface amounts to 328 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/year. The material is being accumulated down the river, near the city of Poti, which provides the average of growth velocity that amounts to 3.5 m a year (until the reservoirs were built). The value was estimated from the difference in length between the bank reinforcements constructed by the Romans in 134 AD and the shoreline in 1831, when it amounted to 5 km. Moreover, as D. Shalva (1986) suggests, right-bank tributaries of the lower river reach below Rioni HPP, mainly Ckhenisckali and Teckuri (Pic. 1), compensate (increased denudation) the loss of accumulated material in higher situated reservoirs. Which is why in the course of fluvial processes to date there have been no significant changes.

Water barrages in the Rioni river basin and their impact on fluvial processes

The common construction feature of nearly all barrages within the catchment area of the Rioni river (apart from those built in the foreland) is that dams which partition the natural

channel of the river serve to lift water and channel flood water through weirs. Power plants, on the other hand, are located on the diversion channels, often enclosed in tunnels, at the outflow to the main river. An excellent example is the planned Namakhvani water barrage (Pic. 2), which is characterized by two stages of construction: (a) tunnel digging and power plant construction (alternatively, a weir) along with installation of water discharge mechanism, which will serve to channel water during (b) the construction of two temporary barrages, after which the main frontal arch dam will be built along with a power plant (in this particular scenario). The last stage will involve dismantling the temporary barrages (b) which separated (secured) the front dam. In other cases the only difference may involve an alternative location of power plant and weirs. For instance, inverse order in the case of Lajanuri HPP barrage.



**Pic. 2.** Project of the planed Namakhnami water barrage (a – tunnel, b – temporary barrages, c – proper barrage).

The first water barrage which partitioned the Rioni river was the dam built along with a retention reservoir by the same name (i.e. Rioni HPP). The barrage was included in the hydro-energetic system in 1933. It represents the above mentioned diversion type of hydro power plant. The plant uses water courses of the rivers Rioni and Tskhenistskali. Headwork of the plant is located on the territory where the river Rioni enters Kutaisi (Pic. 1) and its power unit is located near the territory of the railway station “Rioni”. Its installed capacity is 48 MW and average annual capacity 325 million kWh.

The hydromorphologic effect of Rioni HPP water barrage construction was and still is limiting fluvial transport at the reach from the city of Kutaisi to the outlet of the left-bank Kvirila river and its tributaries located below, which, according to D. Shalva (1986) supplement the deficiency of bed load that results from the process. The deficiency can be observed in photography 1, where the bottom of the Rioni river is composed of rock outcrop, in the hollows of which pebbles occur (no sand-loam fraction).

Other barrages built within the immediate basin of the Rioni river include two co-functioning dams Gumati HPP I and II, belonging to the Gumati HPP cascade system.

They are located within the middle reach of the river course, on the border of Kolchidzka Lowland and Caucasus foreland, in the distance of 7 km north-west of Kutaisi (Pic.1). The hydrotechnical system, which lifts water up to 30 m due to the gravity dam (Photo 2) forms a single reservoir (Photo 3), which, with initial capacity of 39.2 million m<sup>3</sup>, channels part of water to the power plant through the lateral channel no. 2 (Photo 4).



**Photo 1.** Erosive bed of the Rioni river on the reach of Kutaisi city, below the Rioni HPP water barrage. Photography taken by the author on 30.08.2007.

Gumati HPP I, the upper level of Gumati HPP cascade, was commissioned in 1958 and it works 24 hours a day. Installed capacity of the power plant, which amounts to 44MW annually, produces energy of 249 million kWh. Meanwhile, the lower level of Gumati HPP II, which works on water flowing through the turbines of the upper barrage channelled via the lateral channel (Photo 4), was commissioned two years earlier, i.e. in 1956. Installed capacity of the turbines amounts to 22.8 MW with annual energy production of 127 million kWh.

As a result of constructing the Gumati HPP hydrotechnical system a complete cessation of bed load transport occurred on the Rioni river. It began to accumulate in the backwater of the reservoir. Moreover, suspended load transport accumulated in the upper reservoir of Gumati HPP was markedly limited (for the dynamics of the processes see table 2). It was initially assumed that the reservoir would fill up to the limits of its functionality after 8 years

of operation. However, as situation demonstrated in figure 3 and data from table 2 show, after five years the reservoir lost its full retention capacity for the purpose of the power plant. Nevertheless, accumulated suspension, as a semi-liquid mass in the surface layer of the reservoir, undergoes resuspension and is again incorporated in the fluvial transport process during water discharges. It is evident from nearly constant deposition of suspension since 1966 (table 2), which does not cause further shallowing of the reservoir bottom thanks to constant compaction (semi-liquid mass changes into plastic layer of silt).



**Photo 2.** Front barrage of Gumati I HPP (lower station).

During the reconnaissance field research held from 30<sup>th</sup> August to 2<sup>nd</sup> September 2007 it was noticed that the water surface of the reservoir was largely covered with aquatic plants, including calamus and typha. Also, in the shoreline zone corn and single bushes grew (Photo 3). This indicates a slow yet unidirectional process of diminishing the surface area and capacity of the reservoir.

In the upper part of the Rioni river catchment area, at the foot of High Caucasus near Tsaguri town, in the outlet reach of the right-bank tributary, Lajanuri HPP barrage was built. It was erected, differently than the planned Namakhvani dam (Pic. 2), in a way that the main river channel was partitioned with a concrete arch dam in a rock crevice (Photo 5) and the outflow of water occurs through a tunnel of considerable pitch carved in rock, at the base of which the hydro power plant was built (Photo 6) right next to the Rioni river channel. The power plant was commissioned in 1960 and the installed capacity of 111.6 MW provides 438 million kWh of energy annually.

Due to water lifting of the right-bank tributary of the Rioni river by the dam, a reservoir was formed, which, as a result of intensive supply of suspended load (Pic. 7) undergoes the process of nourishment. However, because of mountain character of the reservoir, depth of which exceeds 70 m, it is still being utilized.

Within the chydrotechnical development system of the immediate catchment area of the Rioni river, another complex of barrages exists under the common name of Vartsikhe I-IV HPP, which is sometimes considered to be composed of four dams and sometimes of only two (Internet, 2012b). Atlas GSSR from 1964 marks 3 planned barrages. The dams, along with their reservoirs, were built in the years between 1976–1987 and the installed capacity is, respectively, 92 ad 184 MW. In the entire course of the Rioni river only these barrages are located in the Kolkhida Lowland. It should be noted that the author of this paper has not been at the place of these structures and has no knowledge of their functioning.



**Photo 3.** Reservoir of Gumati HPP front barrage filled with suspended material.

To sum up the problem of the influence of currently operating barrages, the ones within the immediate catchment area of the Rioni river and the separate three dams erected on the tributaries, on the fluvial transport, it appears that in the case of bed load it has been entirely eliminated due to its accumulation in the backwater of the reservoirs, for example in the Gumanti reservoir (Pic. 3). On the other hand, the problem of the dynamics of suspended load appears to be divided into two periods. This is due to, first of all, enormous concentration of suspension in water and, secondly, relatively small size of the reservoir. As a result the reservoirs are filled up to 90% by loam-dust fraction already within 5–10 years of dam operation (depending on the capacity of the reservoir). After that transit of river load takes place through

the reservoir with simultaneous compaction of the material on the bottom of the reservoir. Due to compaction, despite nearly constant capacity of the reservoir, transport on the river below the dam is diminished by approximately 1 million tons a year. This means that in the first phase of water barrage operation water is markedly “cleaned” of suspension. In the second phase the reservoir bears no significant influence on this form of transport. This leads to an assumption that D. Shalva’s claim (1968) concerning full restoration of accumulated suspended matter loss on the lower reach of the Rioni river via its tributaries is not entirely grounded.

**Table 2.** Deposition chronology for the Gumati reservoir based on G.I. Shamov’s formula verified during field research (Meskheli in. 2007).

Period	Years since the beginning of the deposition T	According to G. I. Shamovi	
		increasing sizes of the deposition volume million m <sup>3</sup>	annual deposition volume million m <sup>3</sup>
1958–1959	1	6,77	6,77
1959–1960	2	12,38	5,61
1960–1961	3	17,02	4,64
1961–1962	4	20,85	3,83
1962–1963	5	24,02	3,17
1963–1964	6	26,63	2,61
1964–1965	7	28,81	2,18
1965–1966	8	30,60	1,79
1966–1967	9	32,05	1,45
1967–1968	10	33,31	1,26
1968–1969	11	34,32	1,01

### Planned Namakhvani cascade

The middle reach of the Rioni river, i.e. from Lajanuri HPP to Gumati HPP (Pic. 1), which has not been thus far included into the cascade system but was considered a missing link already in the times of the Soviet Union (GSSR), is again being discussed as a possible investment that would go under the former cascade name of Namakhvani. The cascade is to be composed of three barrages: Tvishi, Namakhvani and Joneti HPPs (Pic. 4), in accordance with the parameters included in table 3. This way the cascade of the Rioni river will be completed, from the tributary with Lajanuri barrage to the lowest located dam, Vartsikhe I-IV HPP (Pic. 1), with short reaches of free river flow (without the so called support) below the barrages of Lajanuri, Tvishi and Gumati. The analysis of fluvial transport conducted in 2007 by the team of K. Meskheli, M. Davitai and G. Menadbe, based on previous materials: Заиление и занесение..., (1983), Рухадзе Н.В. (1977) and with inclusion of time allowance and new researches, showed that bed load transport increases down the river, from the highest investigated section of Alpana (above the backwater

of the planned Tvishi reservoir) 0.08 million m<sup>3</sup> to 0.15 million m<sup>3</sup>, excluding the influence of Lajanuri reservoir. Such growth of river load transport is related to the supply of material by the tributaries and lateral river erosion.

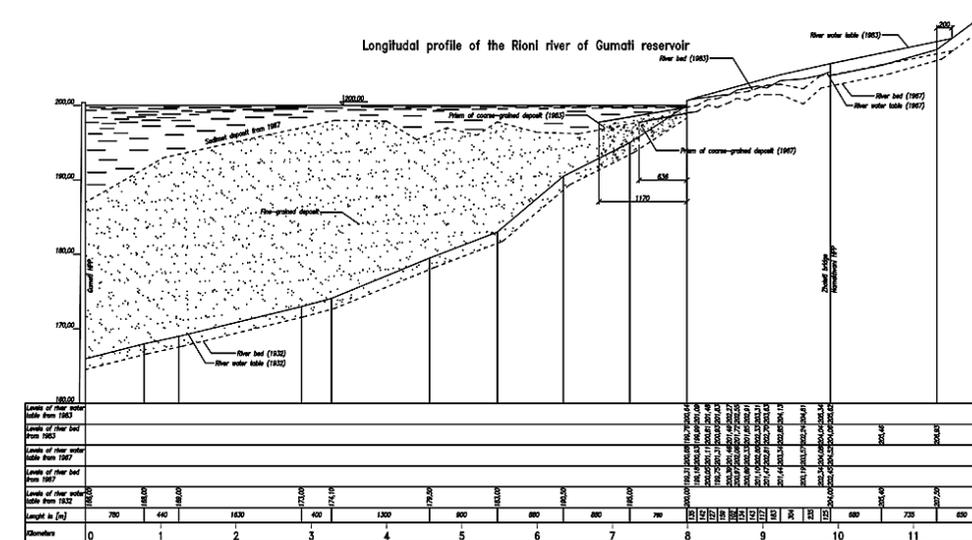
Based on this data and taking into consideration the most optimal possible reservoir accumulation for the construction of water barrages from the upper Tvishi, through Namakhvani to lower Janeti, the authors of the study (Meskheli..., 2007) estimated the time needed for filling up particular reservoirs, their lifespan, for respectively 15 and 83 years if the Janeti reservoir is unobstructed, and, if the reservoirs are filled up in 90%, i.e. from the moment transit of suspension occurs (accumulation takes place only to supplement the process of compaction), after 5 and 50 years respectively.



**Photo. 4.** Rioni river (on the right) below the Gumanti I barrage, along with the lateral channel of Gumati II hydro power (on the left).

What influence may the planned Namakhvani cascade exert on fluvial transport of the Rioni river? Undoubtedly, due to considerable capacity and thus lifespan of the Namakhvani reservoir alone, it will operate over 10 times longer than Gumati HPP. This means that transport of suspended matter below the Namakhvani dam, reduced by the process of reservoir accumulation, will mark its presence as far as the river outlet to the Black Sea. The loss in the amount of transported load will result in its renewal due to

activation of bottom erosion. The process will cause the channel to incise into reservoir deposits of Gumati HPPs and Vartsikhe HPPs, and thus, revitalize them partially. After 50 years suspended load transport will return to its present scale. This fact shows that the Vistula river represents a different course of channel processes than the Rioni river, which is influenced by the operation of water barrages.



**Pic. 3.** Level of filling the Gumati reservoir with suspension (silt) in longitudinal profile from 1932 (1958) to 1963.

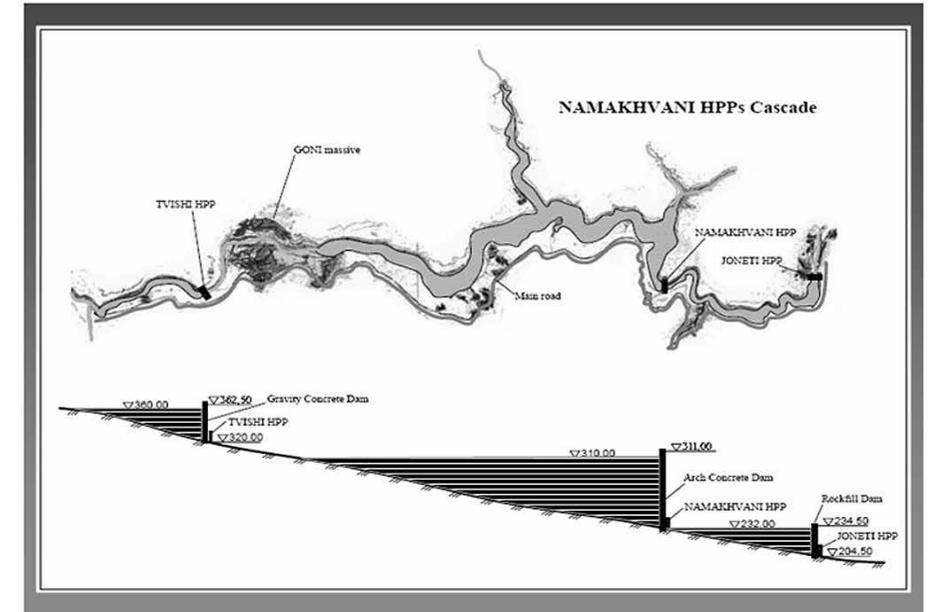
**Table 3.** Parametric data of the Namakhvani HPP cascade.

Title	Measuring unit	Stage			Total
		Tvishi	Namakhvani	Joneti	
Height of dam	m	56,5	111,0	31,0	
Type of dam		gravity	concrete arch	Rock fill	
Maximum operation level	m	360	310	232	
Reservoir area at max. level	km <sup>2</sup>	0,97	4,95	1,25	7,17
Reservoir volume at max. level	mio m <sup>3</sup>	13,1	156,0	12,5	181,6
Reservoir useful volume	mio m <sup>3</sup>	1,8	52,0	6,0	59,8
Type of diversion		Tunnel	Tunnel	Channel	
Capacity of spillways	m <sup>3</sup> /s	4 400	4 000	4 000	
Installed capacity	MW	100,0	250,0	100,0	450,0
Annual average generation	GWh	400,0	927,5	346,0	1673,5

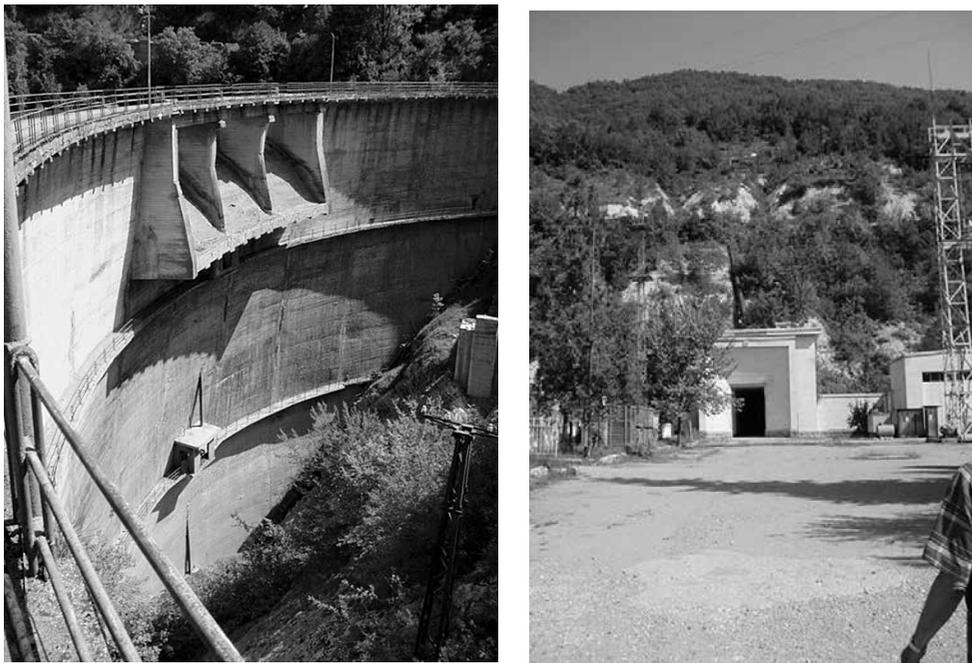
After: Internet 2012b, Meskheli..., 2007.

**Differences between channel processes of the Rioni river and the Lower Vistula. Discussion and conclusions**

Taking into consideration the hydromorphological phenomena occurring on both rivers within their lower reaches, which are similar in geological structure and climate, the catchment area of the Rioni river constitutes in 50% an area of mountain type outlet, while the Vistula river only in approximately 25%. Moreover, differences in geological structure of both catchment areas cause the Rioni river to be dominated by suspended load, which constitutes up to 88.7% of clastic load (Table 1), while the lower Vistula shows the opposite – bed load dominates, as it constitutes nearly 73% in Toruń section and 77% on higher located unregulated reach. (Babiński, Chalov, 2005). Based on intensity of flow Q of both rivers and their outlets, the Rioni river is 2.5 times smaller a river system than the Vistula, i.e. 400 to 1000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>. In relation to the amount of clastic load transported, the Rioni river transports on average 7.17 million tons of suspended matter and 0.81 million tons of bed load annually – giving the total of 8 million tons (table 1). The Vistula, on the other hand, in its regulated outlet reach, respectively 0.93 million tons and 0.35 million tons – in total nearly 1.3 million tons annually, whereas above the Włocławski Reservoir respectively 2.19 and 0.66, which gives the total of 2.85 million tons annually (Babiński, Chalov, 2005). Despite the fact that Rioni exemplifies 2.5 times lower discharge, it transports over 6 times more clastic load, while the ratio of suspended load between the two rivers is 20:1 and the ratio of bed load is nearly equal – 1:1.1.



**Pic. 4.** The proposed cascade of Namakhvani HPP, consisting of three barrages: Tvishi, Namakhvani and Joneti. After: Meskheli..., 2007.



**Photo 5 nad 6.** Lajanuri arch barrage, lower station and next photo Lajanuri powet plant at the outlet of the tunnel.



**Photo 7.** Surface of the Lajanuri reservoir in the vicinity of the front barrage. Notable intensive turbidity due to suspended load.

As a consequence of differences in clastic load transport on both rivers, which arise from the amount and size of grain, if the channel is partitioned with (a) dam(s) (cascade) and reservoir(s) is/are formed, the reservoir sedimentation process in time and space is different and so is the lifespan of the reservoir. This leads to changes in bed erosion processes below the dam, which are always present, and which often bear catastrophic consequences to natural environment and human activity (Babiński, 2002). This means that in the case of the Rioni river, within 5–10 years, the reservoir fills up with suspended load in a way that after this period suspended matter that freely flows through the reservoir supplements it below the dams, preventing bed erosion. However, part of suspended matter is accumulated in the reservoir in order to supplement the loss, which results from compaction of silt-loam sediments. For that reason, the Rioni river, overcharged with bed load, does not show features of an erosive river (apart from the short reaches below the dam, for instance the Rioni barrage, which is made of rock – Photo 1), channelling the suspended matter nearly in the same amount to the sea. In this river system, bed load does not play any significant role, apart from forming small fans in the backwaters of the reservoirs and narrow abrasive platforms (Photo 3). Conclusion: the Rioni river, even when reservoir sedimentation occurs, is overcharged with clastic load, which eliminates the catastrophic in the case of the Vistula river bed erosion process. It may occur regionally, below the dams and only until the reservoirs located higher are filled up.

**Table 4.** Volume of suspended and bed-load discharge in Gumati, Namakhvani and Alpana, excluding  $1.32 \times 10^6$  m<sup>3</sup> discharge from Lajanuri

Name of post	Mean-yearly fluvial material discharge mln. m <sup>3</sup>		
	Total	Suspended-load	Bed-load
Gumati	8,06	7,91	0,15
Namakhvani	7,54	7,44	0,10
Alpana	6,22	6,14	0,08

After: Meskheli..., 2007

Meanwhile, in the case of the lower Vistula and the Włocławek Reservoir, which hold much less clastic load and, moreover, due to dredging conducted in the backwater, the time of operation extends to over 200 years! To restore the entire accumulation of bed load in the reservoir (2.19 million tons a year), for the transport of which the River loses enormous amount of energy, the river must erode the channel bed and banks. The length of the channel being eroded is changeable in time and space and depends on the point when the river reaches equilibrium between the amount of bed load transported and its transport power, which amounts to approximately 1 million tons a year (Babiński, 2002). Due to the fact, that filling a 390 km long reach with bed load to the Baltic Sea is impossible (tributaries carry minor amounts of bed load in comparison to the Vistula; there are numerous reaches with bed composed of clay and loam resistant to the process), deepening of the bottom of the

lower Vistula river below the Włocławek Reservoir will last until the reservoir fills with bed load, i.e. in approximately 200 year or even longer, should dredging continue. This is the reason why it is impossible to relate studies concerning the influence of water barrages on channel processes conducted on the Rioni river to the lower Vistula. These are two separate river systems characterized by different course of clastic load transport in time and space, which, in relation to hydrotechnical development, is referred to as reservoir sedimentation and bed erosion below barrages.

## References

- Atlas Gruzinskoj SSR, 1964. Akademia Nauk GSSR, Tbilisi, Moskwa.  
 Internet 2012a. <http://en.wikipedia.org/wiki/Rioni-River>.  
 Internet 2012b. <http://www.devex.com/en/project/namakhvani-hpp-cas>.  
 Gvelesianin L.G., Szmalcel N.P., 1968. Zailenije vodochraniliszc gidroelektrostanccj, M.: Energia, s. 85.  
 Mandycz A.F., 1967. Vieliczina tvierdogo stoka rek Zapadnoj Gruzji, Viestnik MGU, Seria Geograficzna, 2, 134–137  
 Mandycz A.F., Chalov R.C., 1970. Napravliennost sovremiennyh erozjonno-akkumulativnyh processov v nizovjach rek Zapadnogo Zakavkazia, Viestnik MGU, Geografia, 1, 66–71.  
 Месхели К.П. Отчет о научно-исследовательской работе «Прогноз заиления каскада водохранилищ Намахванских ГЭС с учетом переработки берегов водохранилищ. ГрузНИИЭГС. Тбилиси. 1990.  
 Meskheli K., Davitaia M., Menadbe G., 2007. Feasibility study for Namakhvani HPPs cascade, Final Report, E.C.Hydroprojekt International Ltd., Warszawa.  
 Рухадзе Н.В. О расходе донных наносов в горных реках. Гидрология горных рек, селей и лавин/Труды ЗакНИГМИ. Вып. 48(54). Л.: Гидрометеиздат. 1977.  
 Sakvarelidze V.V., 1981. Prognozirovanije parmyva pierieformirovanija deltovych ucstakov i smieznyh plaznych polos pri zalegurilovani stoka riek vodochraniliszcami GES i mieroprijatja po konservacjii beregov, Sbornik naucznyh trudov, GruzNIEGC, Energhoizgat, 13–21.  
 Shalva D. 1986. Recznyje nanosy i plažeobraznyje na Czernomorskom pobierzie Gruzji, Tbilisi, 1986  
 Шамов Г.И. Речные наносы. Л.: Гидрометеиздат. 1954.  
 Заиление и занесение водохранилищ каскада Намахвани ГЭС и оценка возможности затопления территории в зонах выклинивания подпора/Отчет ГрузНИИЭНС. Тема №21-3. 1983.

## HYDRAULIC RESISTANCE IN WATER AND RIVER SEDIMENTS TRANSPORT

### ГИДРАВЛИЧЕСКОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ ДВИЖЕНИЮ ВОДЫ И ТРАНСПОРТ НАНОСОВ В РЕКАХ

G. L. Gladkov

*Saint Petersburg University of Water Communications, Russia*

#### Abstract

The article aims to evaluate hydraulic resistances in channels and offer new methods of river load transport modeling. The study holds great value in regard to large rivers, where performing surveys is rendered particularly difficult. The model offered allows for obtaining highly reliable measurements of bed load transport, which, on the other hand, facilitates indicating directions and tendencies of changes in river channels. The article is a result of joint study conducted by Russian and German scientists.

#### Введение

Настоящая работа, выполненная при поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проект № 02-05-65224), посвящена проблеме совершенствования расчетного обоснования инженерных мероприятий, проектируемых на судоходных реках. Специфика моделирования русловых переформирований в современных условиях обусловлена тем, что к настоящему времени многие свободные реки оказались подверженными влиянию антропогенных факторов в результате проведения на них инженерных воднотранспортных мероприятий в прежнее годы. Использование для таких участков рек традиционных подходов, основанных на применении геоморфологических методов исследования, не позволяет получить надежных результатов русловых прогнозов.

Надежность русловых прогнозов, выполняемых с использованием методов математического моделирования при проектировании инженерных мероприятий на реках, определяется, с одной стороны, правильностью оценки физической природы транспорта наносов в естественных русловых потоках, с другой – качеством применяемых численных моделей. Настоящая работа, выполненная в рамках сотрудничества между Санкт-Петербургским государственным университетом водных коммуникаций (СПГУВК) и Федеральным институтом водного строительства Германии (БАН) посвящена проблеме совершенствования математического моделирования транспорта наносов в реках.

На практике задача заключается в выполнении гидравлических расчетов характеристик течения воды и параметров транспорта наносов (деформаций дна) для

протяженных участков рек. В расчетном смысле она сводится к решению известной системы уравнений движения воды, неразрывности и деформаций. До настоящего времени эта система уравнений в общем случае не имеет аналитического решения, и для получения рассчитываемых параметров применяются численные методы. Качество выполняемых при этом русловых прогнозов в первую очередь зависит от точности оценки характеристик гидравлических сопротивлений и параметров транспорта наносов. Следует заметить, что оба этих вопроса взаимосвязаны между собой.

#### Гидравлическое сопротивление в реках с мелкозернистыми донными отложениями

Гидравлическое сопротивление движению воды в естественных руслах рек, сложенных подвижными грунтами, составляет одну из крупнейших проблем динамики русловых потоков. Современный уровень развития этой дисциплины требует рассматривать речной поток и подвижное русло как единую систему, взаимодействие в которой осуществляется по принципу обратной связи (поток↔русло). При этом поток сам создает и регулирует шероховатость своего дна. Сложность и недостаточная изученность этого вопроса существенным образом ограничивают возможности теоретического подхода к его решению. Поэтому полученные в последние годы результаты носят, в основном, эмпирический или полуэмпирический характер.

В естественных руслах сопротивление движению воды создается группой факторов: зернистой шероховатостью дна, донными волнами – грядами и рифелями, русловыми формами – побочными, осередками и изгибами русла, водной растительностью, а в зимнее время – нижней поверхностью льда и шугой. Многообразие этих факторов и их изменчивость по длине потока и во времени делает расчет гидравлического сопротивления естественных русел сложной задачей. Несмотря на определенный прогресс, достигнутый в последние годы в ходе исследований данной проблемы, остался еще целый ряд нерешенных вопросов. Основная сложность заключается в том, что русловой поток, взаимодействующий с подвижным дном, самостоятельно регулирует граничные условия своего движения, используя имеющиеся в его распоряжении степени свободы. При этом характер и направленность изменений, происходящих в системе поток↔русло, до настоящего времени изучены еще недостаточно.

В потоках с деформируемым руслом разделение гидравлических сопротивлений по длине, в зависимости от действующих факторов, затруднено, т.к. вклад каждой из составляющих изменяется как по длине реки, так и зависит от времени. Поэтому проблема выделения относительной доли любого из видов сопротивлений движению воды всегда представляет определенную условность. Сохраняющаяся на сегодняшний день неопределенность разделения полного сопротивления русла на составляющие, заставила искать другие подходы к составлению формулы гидравлического сопротивления русел рек с мелкозернистыми грунтами дна. Один из возможных путей решения задачи состоит в том, что искомой величиной является полный коэффициент Шези, а за его главный аргумент принимается скорость течения. При этом диаметр донных частиц в расчетную формулу не вводится, т.к. неявно он присутствует, определяя возможные границы ее применимости.

В России данный подход к исследованию гидравлического сопротивления подвижного русла впервые получил свое развитие в работах К.В. Гришанина. Исследуя гидравлическое сопротивление квазиравномерных потоков с песчаным дном и развитой грядовой шероховатостью (участки русел в прямолинейных плесовых лощинах), Гришанин пришел к функциональной зависимости вида  $C \sim U^m$ . Значение показателя степени при скорости течения у него получилось равным 0.5.

Автор настоящей статьи, придерживаясь данного направления, исследовал гидравлическое сопротивление в условиях неплавно изменяющегося движения воды. Изучая сопротивление русла на перекатах, Г.Л. Гладков установил, что определяющим фактором для оценки коэффициента Шези на перекатах является число Фруда, причем коэффициент Шези в этом случае пропорционален скорости в степени 0.75. Как показали исследования М.В. Журавлева, аналогичные расчетные зависимости могут быть построены и для других участков с неплавно изменяющимся движением воды в реках, в частности, для меандрирующих русел. Позднее такого рода связи были установлены также для случаев движения воды с большими силами инерции, которые имеют место в нижних бьефах ГЭС, включая движение воды подо льдом.

Полученные результаты представляют собой систему зависимостей коэффициента Шези в функции скорости течения и средней глубины потока для различных морфологических элементов русел. В глубоких плесовых лощинах рек с песчаными донными отложениями, где движение является равномерным, лучшие результаты получаются по формуле К.В. Гришанина. На перекатах при низких уровнях воды и в мелких плесовых лощинах в межень влияние глубины потока усиливается и более тесную связь дает зависимость Гладкова Г.Л. Речные излуины, включающие в себя перекаты и плесовые лощины, занимают в этом случае промежуточное положение и для них реализуются оба вида зависимостей. Использование в гидравлических расчетах полученных зависимостей позволяет прогнозировать изменение характеристик гидравлического сопротивления с изменением уровня воды, а также оценить реакцию потока на искусственное изменение геометрии русла в результате реализации проектных рекомендаций на участке реки.

#### Оценка величины критических касательных напряжений для однородного грунта

В практике инженерных расчетов уже в течение длительного времени в качестве критериального условия начала движения однородных по крупности частиц является общепринятым использовать графическую зависимость  $\tau_{*c} = f(Re_{*c})$ , полученную Шильдсом (1936). Величины критических значений параметров Шильдса и числа Рейнольдса являются функциями критического значения динамической скорости  $v_{*c}$  и определяются выражениями

$$\Theta_c \equiv \tau_{*c} = \frac{\rho(v_{*c})^2}{(\rho_s - \rho)gd}, Re_{*c} = \frac{v_{*c}d}{\nu} \quad (1)$$

В качестве другого аргумента, характеризующего подвижность частиц на дне, в литературе часто используется безразмерный диаметр частиц  $D_* = (\rho'g/\nu^2)^{1/3}d$ . В работе Л. ван Рейна (1984) график Шильдса в переменных  $\Theta_c = f(D_*)$  описывается набором из пяти расчетных зависимостей. Данные критериальные зависимости прошли широкую проверку при решении практических задач. Представляется, однако, завышенным принятое Шильдсом значение  $\Theta_c = 0.055$  в области квадратичного сопротивления. На это неоднократно впоследствии обращали внимание целый ряд исследователей.

В России наиболее крупное экспериментальное исследование в этой области было проведено В.С. Кнорозом (1958). В ходе экспериментов В.С. Кнороз получил закон монотонного убывания коэффициента подвижности с ростом диаметра частиц и описал его тремя линейными зависимостями, соответственно для областей гидравлически гладкого, переходного и квадратичного законов сопротивления. В квадратичной области при  $D_* > 25$  значение коэффициента подвижности получилось равным  $\Theta_c = 0.0262$ . Анализ экспериментальных данных В.С. Кнороза (Гладков, 1996) показал, что установленная им связь коэффициента подвижности от безразмерного диаметра частиц  $D_*$  (автор использовал аргумент  $Re_{*c}$ ) может быть вполне удовлетворительно описана расчетной зависимостью следующего вида

$$\sqrt{\Theta_c} = 0.16 \frac{D_* + 1.3}{D_* - 0.72} \quad (2)$$

#### Подвижность разнозернистых по крупности частиц

В естественных условиях обычно приходится иметь дело с неоднородными по крупности частицами. Поэтому при решении практических задач приведенные выше критериальные зависимости, характеризующие условия начала трогания частиц несвязного материала, приходится корректировать. При этом разные авторы прибегают к различным приемам.

И.В. Егизаров (1965), используя логарифмический закон распределения скоростей течения в придонном слое, установил зависимость относительной величины коэффициента подвижности для  $i$ -ой фракции грунта, нормированного его средним значением, от соответствующей относительной величины диаметра частиц. Данная зависимость получила экспериментальную проверку по материалам исследований. Она подтверждает известные представления о том, что подвижность более мелких частиц в смеси уменьшается в связи с их «затенением» более крупными частицами и наоборот, вероятность сдвига крупных частиц в смеси выше, чем в случае однородных частиц того же диаметра. Впоследствии эта связь уточнялась рядом авторов. Следствием проявления этого эффекта в реках (в литературе он получил название *hiding/exposure-factor*) является сортировка частиц по крупности на дне.

### Моделирования транспорта наносов в реках

Основная задача, рассматриваемая в настоящей работе, связана с проблемой моделирования транспорта наносов в естественных русловых потоках с подвижным дном. Результаты, полученные в ходе верификации различных моделей транспорта наносов по натурным данным, позволили наметить дальнейшие шаги по их совершенствованию для применения в расчетной практике.

Для выполнения тестовых расчетов была подготовлена выборка исходных данных измерений расхода наносов на различных реках. Основу выборки составили материалы Государственного водного кадастра, в которых имеются необходимые сведения о гидравлических и морфометрических характеристиках потока и русла, полученные в результате непосредственных измерений на гидрологических постах. При составлении выборки было установлено одно ограничение – в каждом конкретном случае все необходимые параметры должны быть получены путем непосредственных одновременных измерений. Кроме данных гидрологических ежегодников в состав выборки были включены материалы натурных исследований, выполненных в СПГУВКе и ряд других опубликованных данных. Всего на этом этапе выборка исходных данных включает в себя результаты измерений на 41 гидрометрическом створе по 29 различным рекам ряда бывших республик СССР, России и Германии, а также данные двух циклов экспериментальных исследований в гидравлическом лотке с подвижным дном. Общий объем выборки составил 296 измерений.

Анализ полученных данных показывает, что гидравлические и морфометрические характеристики в пределах выборки изменяются достаточно в широком диапазоне. Так, средние скорости течения изменяются в пределах от 0.09 м/с до 2.77 м/с (в 30 раз); средние глубины потока от 0.06 м до 7.3 м (в 121 раз); средние (геометрические) диаметры донных отложений от 0.25 мм до 93.2 мм (в 370 раз); уклоны свободной поверхности от 0.003‰ до 11.0‰ (в 3660 раз). На основе указанных данных были выполнены тестовые расчеты расходов русловых наносов, как на основе среднего диаметра частиц донных материалов, так и пофракционно.

Надежность прогнозов русловых переформирований определяется не только точностью оценки параметров транспорта наносов, но зависит также от оценки величины гидравлического сопротивления русла. Оба этих фактора взаимосвязаны между собой. В расчетной практике, т.е. при моделировании переформирований в русле реки, величина уклона свободной поверхности определяется расчетным путем на каждом шаге вычислений в зависимости от вычисляемой (задаваемой) величины коэффициента Шези. Поэтому говорить о качестве модели транспорта наносов без решения этого вопроса не вполне корректно. Обе эти задачи должны решаться совместно.

На основе имеющейся выборки натурных данных измерений на реках было произведено тестирование различных формул для оценки зернистой шероховатости дна. В вычислениях использовались расчетные формулы Маннинга-Штриклера (1923), Зегжды (1957), Ялина (1964) и Гриффитса (1989). Кроме указанных расчетных зависимостей в вычислениях использовались также формулы, полученные Энгелундом (1967) и Каримом (1995).

Результаты вычислений величины расхода влекомых наносов, выполненных с использованием расчетных формул для оценки зернистой шероховатости дна с помощью формул Маннинга-Штриклера и А.П. Зегжды показывают, что использование этих формул в вычислениях величины коэффициента подвижности  $Q\phi$  допустимо при отсутствии измерений уклона свободной поверхности. Однако такой подход остается недостаточно точным.

Группа расчетных зависимостей, основанная на использовании функциональной связи  $\theta' = f(\theta)$ , установленной Гриффитсом, Энгелундом и Каримом, позволяет повысить качество моделирования транспорта наносов. Точность вычислений по этим формулам примерно одинакова, однако остается ниже, чем по формулам Эйнштейна-Ялина. С учетом результатов тестирования, выполненного ранее при оценке относительной доли зернистой шероховатости по этим формулам, в дальнейшем необходимо исследовать возможность их использования в расчетной практике.

В качестве основных зависимостей для вычисления расхода наносов с целью их верификации в работе использовались расчетные формулы Мейер-Петера и Мюллера (1948), Л. ван Рейна (1984), Хунцикера (1996), Паркера (1982,1990) и Эйнштейна (1950) и их различные модификации (всего 30 моделей расчета). Из числа известных модификаций формулы Мейер-Петера и Мюллера использовались модели Рибберинка (1987) и БАВ (1992,1996). Расчеты выполнялись также по формуле Л. ван Рейна, модифицированной Лагуцци (1994).

На основе экспериментальных и натурных данных в работе были получены несколько новых модификаций формулы расхода влекомых наносов, применимых как для однородных, так и для разнородных грунтов донных отложений. Тестовые расчеты характеристик транспорта наносов выполнялись в сопоставлении с материалами натурных измерений на реках России и Германии. При этом наилучшие результаты получаются при использовании расчетной формулы Л. ван Рейна в блоке с разработанными рекомендациями по оценке величины критического касательного напряжения по В.С. Кнорозу, *ripple – фактора* по Эйнштейну – Ялину и *hiding – эффекта* по Ашида-Егизарову-Зенгену.

### Заключение

Проблема, которая исследовалась на данном этапе работы, посвящена вопросам оценки гидравлического сопротивления русла и совершенствованию модели транспорта наносов в реках. Полученные в ходе проведения исследований результаты позволили получить новые данные, с помощью которых представляется возможным повысить качество и надежность моделирования транспорта наносов в естественных русловых потоках.

В том случае, если целью гидравлических расчетов является вычисление отметок свободной поверхности по длине, то на участках рек, где преобладают крупные донные отложения и транспорт наносов ограничен, предпочтение следует отдать расчетным зависимостям, имеющим структуру формулы А.П. Зегжды. На реках с мелкозернистыми грунтами предлагается использовать в расчетах зависимости, построенные на основе установленной связи коэффициента Шези от скорости течения.

В том случае, если целью гидравлических расчетов является прогноз русловых переформирований на участке реки, для вычисления расхода русловых наносов необходимо выделить из потерь энергии по длине относительную долю зернистой шероховатости с использованием установленной по данным экспериментальных исследований функциональной связи  $\theta' = f(\theta)$ , а расход влекомых наносов определять по модифицированной формуле Л. ван Рейна.

На основе проведенного анализа в дальнейшем целесообразно развивать три основные модели, опирающиеся на исходные формулы Мейер-Петера и Мюллера (1948), Эйнштейна (1950) и Л. ван Рейна (1984) с учетом их возможной модификации на основе результатов исследований Рибберинка (1987), Б. Зенгена (1991, 1996), В.С. Кнороза (1958) и Г.Л. Гладкова (1996). В таком сочетании указанные модели дают лучшие результаты при их тестировании по данным натурных наблюдений на реках в широком диапазоне изменения гидравлических и морфометрических параметров. При этом следует иметь в виду, что при использовании расчетной зависимости, имеющей структуру формулы Мейер-Петера и Мюллера, показатель степени в ней составляет около 1.15, а не 1.5, как в исходной модели. Этот факт в дальнейшем требует своего обоснования. В двух других моделях показатели степени (угловые коэффициенты в уравнениях регрессии) оказались близкими исходным авторским данным.

Выполненные расчеты показали, что при переходе от расчета по среднему диаметру к пофракционному расчету, качество моделирования повышается. Это свидетельствует о том, что используемые рекомендации для учета *ripple – фактора* и *hiding – эффекта* являются корректными; модели для их учета не противоречат общей методике вычисления и физически обоснованы. При этом результаты вычислений практически не зависят от методики обработки исходных данных – в равной мере могут быть использованы как арифметические средние, так и геометрические средние оценки фракционного состава. Таким образом, представляется возможным провести дальнейшее усовершенствование модели транспорта наносов с целью повышения качества и надежности русловых прогнозов.

## INFLUENCE OF KORONOWSKI RESERVOIR ON TOTAL SUSPENSION IN THE WATERS OF THE BRDA RIVER (POLAND)

### ВЛИЯНИЕ КОРОНОВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА НА ПЕРЕДВИЖЕНИЕ ВЗВЕШЕННЫХ РЕЧНЫХ НАНОСОВ В РЕКЕ БРДА

Dawid Szatten

Kazimierz Wielki University, Poland

#### РЕЗЮМЕ

Создание Короновского водохранилища на реке Брда в конце 60-ых годов XX века вызвало изменения в круговращении веществ в речной экосистеме. Анализ количества общей взвеси указывает на значительное его падение в результате регуляции очистки сточных вод в бассейне реки Брда. Исследования показали также влияние Короновского водохранилища на снижение концентраций общей взвеси в водах Брды.

#### Introduction

Artificial water reservoirs fulfil many functions. The most important of them are: flood control, navigation, retency, energetics, recreation, etc. All of them play a significant role in water management. Division of the Brda river in the 60's of the twentieth century and construction of dam had influence on the circulation of matter in the whole water ecosystem. This resulted in compensation of flows on the Brda river (Jutrowska, 2007).

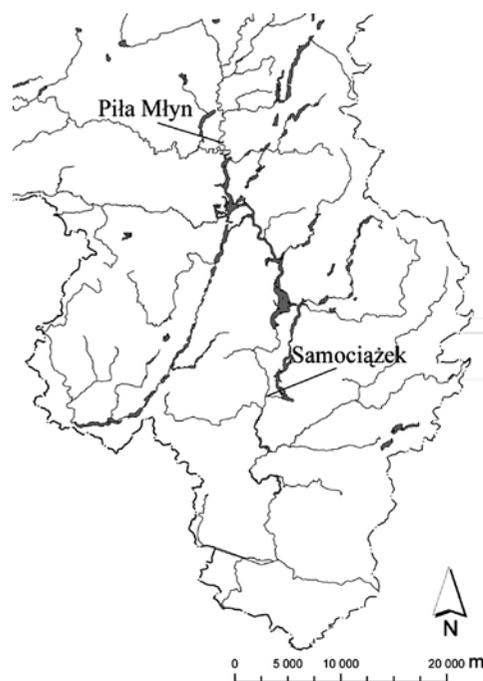
#### Study area and methods

The basin area of the Brda river as a subject of analysis may be considered in two aspects: spatial and temporal. The spatial aspect is the total basin of the Brda river from the source (outflow from Smołowe Lake – 238.0 km) to Samociążek village (39.5 miles) located below Koronowski Reservoir. In terms of time, general load of total suspension in water was investigated in the years 1969–2009 with respect to of the environment monitoring results available at the time. The aim of the analysis was to show the impact of Koronowski Reservoir on the substance content transported in the course of the Brda river. Research methods involved the analysis of monitoring data of the Regional Inspectorate of Environment Protection in Bydgoszcz concerning the concentration of total suspended solids. Samples for laboratory analysis were taken at monthly intervals at two test and control stations.: Brda – Piła Młyn (75.1 km of the river course) and Brda – Samociążek (39.0 km of the river course) (pic. 1.). The analysis also covered total suspension from the main inflows to Koronowski Reservoir. Moreover, the data obtained from monitoring were then related to the scientific materials discussing the analyzed section of the Brda river.

The last stage of work involved spatial analysis, performed to illustrate the phenomena occurring in the environment.

### The content of total suspended solids in the waters of the Brda river

Observations carried out by the Regional Inspectorate for Environmental Protection in Bydgoszcz allowed for the analysis of concentration of total suspended solids in the waters of the Brda river above (Brda – Piła Młyn) and below (Brda – Samociążek) Koronowski Reservoir (pic. 2).

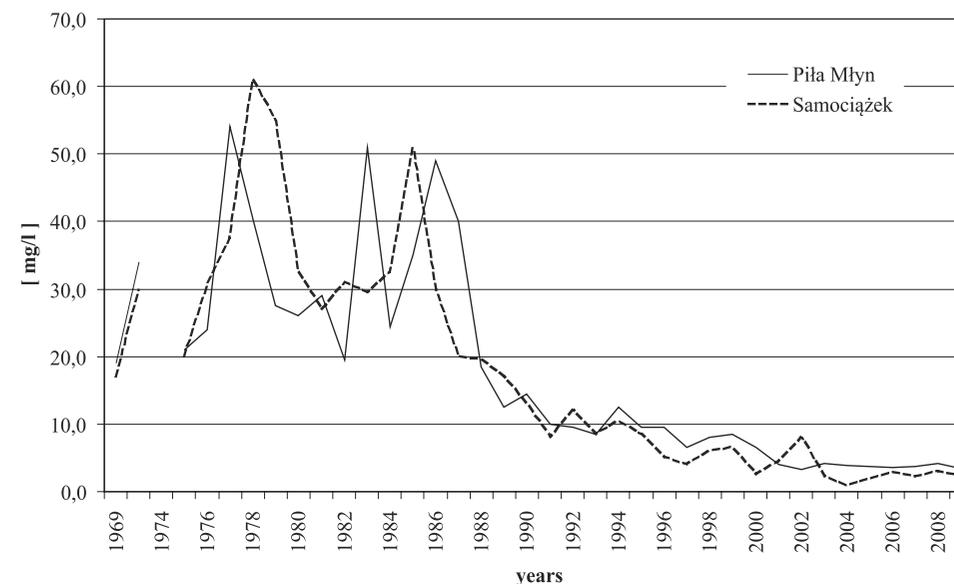


**Pic. 1.** Location of the research positions on the Brda river (MPHP, 2007).

By the end of the 80's of the twentieth century concentration of suspended solids remained high in the waters of the Brda river on both analyzed positions. The annual values of total suspended solids oscillated from 19.5 mg/l (Brda – Piła Młyn, 1982) to 61.0 mg/l (Brda – Samociążek, 1978). After this period a significant decrease in total suspension in the waters of the Brda river was observed at both positions. Since the beginning of the 90's of the twentieth century the average value of total suspended solids has oscillated from 0.9 mg/l (Brda – Samociążek, 2004) to 14.5 mg/l (Brda – Piła Młyn, 1990).

Artificial water reservoirs cause changes in water quality. The analysis of 72 water reservoirs showed that in 42% of them the quality of water improved and 10% had reduced water quality (Woyciechowska, Dojlido, 1982). The value of total suspended solids has almost always been reduced (Dojlido, 1995).

A significant decrease of water load in total suspension in the Brda river may be associated with the regulation of wastewater disposal in the river basin. At the end of the 80's of the twentieth century the first municipal waste water treatment plants were launched. They were based on the mechanical wastewater treatment system. The strongest effect on lowering the concentration of total suspended solids in the waters of the analyzed section of the Brda river, had the launch of the mechanical treatment process in communal wastewater plant in Tuchola in 1986. Figure 3 illustrates the tendency of reduction in the amount of municipal and industrial wastewater discharged into the surface waters in Kujawsko-Pomorskie. The decrease of annual concentration of total suspended solids to less than 4.0 mg/l, which was observed in recent years, can be also associated with the systematic modernization of wastewater treatment processes.

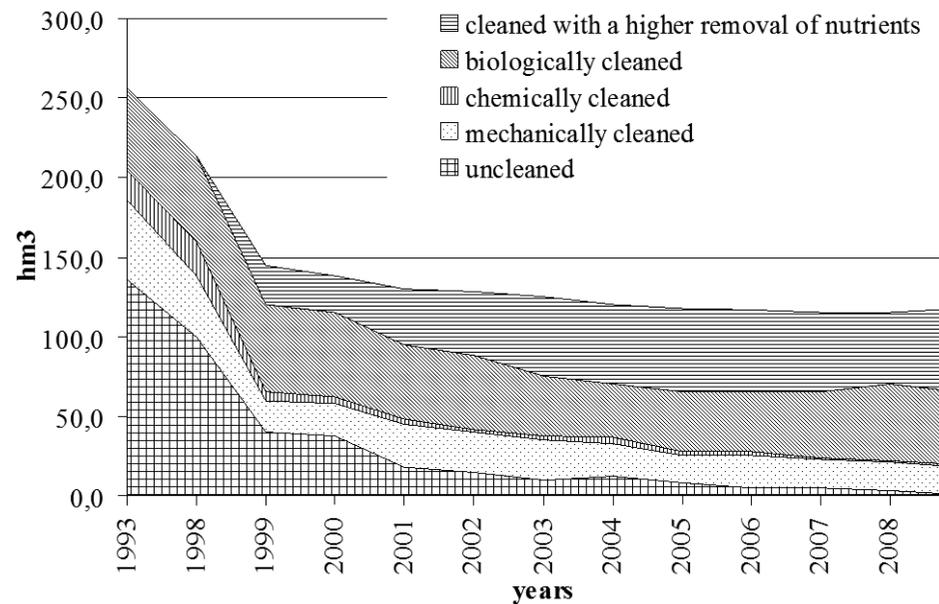


**Pic. 2.** The content of total suspended solids in the waters of the Brda river (1969–2009). Source: Quality monitoring data of the Brda river – WIOŚ (1969–2009).

Seasonal course of concentrations of total suspended matter in the waters of the Brda river shows regularities on both analyzed research positions (Pic. 4). There are two peaks, which strongly depend on the hydrological conditions in the basin of the Brda river. The first maximum – late spring - is associated with the increase of solids content in the Brda river waters after the spring period of high water levels. The second maximum concentration is observed in the summer, when water levels are low. The Influence of Koronowski Reservoir on total suspended matter shows a seasonal course of the analyzed indicator. By the end of the 80's of the twentieth century (Pic. 1) there were no regularities. However, the analysis of the data from the last decade indicates a difference between the load of the dissolved substances in the waters above and below Koronowski Reservoir (Pic. 3). The research conducted in 1996 by Marszalewski and Jutrowska (1999) indicated that the Brda river provided the largest input of suspended solids to Koronowski Reservoir. It delivers over 78%

of sediments lifted from the catchment area. Among the other inflows of Koronowski Reservoir the largest share is provided by the Kamionka river (13.5%). Other inflows supply over 8% of the material lifted. Due to the lithologic character of the drainage area, majority of the substances delivered to Koronowski Reservoir is organic. It constitutes from 13% (Brda river) to 17% (Krówka river). The annual balance sheet of sediments lifted in Koronowski Reservoir (Marszalewski, Jutrowska 1999) based on the studies carried out in 1996 indicates that the reservoir receives 6481 tons. Accumulation in the reservoir amounts to 4,700 tonnes and 1,781 tonnes are discharged. Based on the balance sheet the silting index for Koronowski Reservoir was estimated to 72.5%.

Transport of sediments lifted in the Koronowski Reservoir basin also indicates strong human influence. An excellent example is the Kamionka river, to which once a year (in November) water from fish ponds (Kamienica town) is discharged. Then a drastic increase in the content of total suspended matter in the river waters can be observed (Pic. 5).

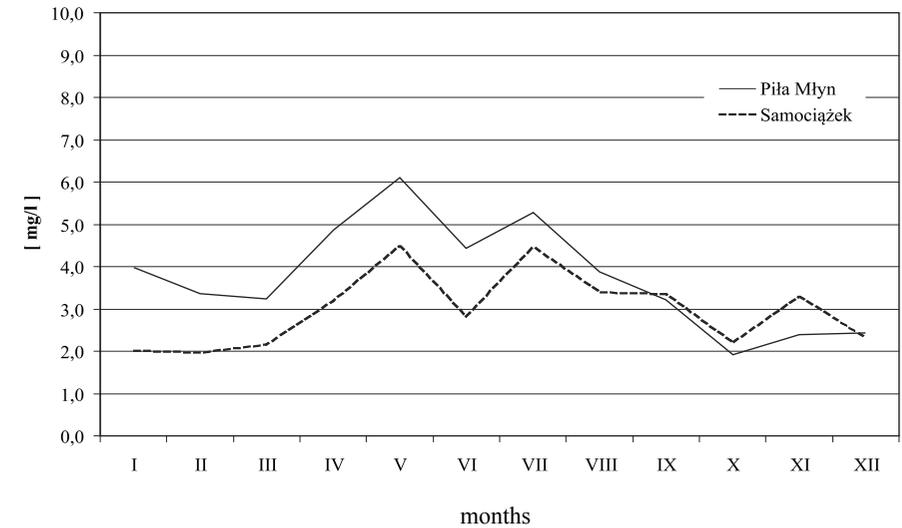


**Pic. 3.** Industrial and municipal wastewater discharged into the surface waters in the years 1993–2009 broken down by method of treatment. Source: Report on the state of the environment of Kujawsko-Pomorskie, 2010.

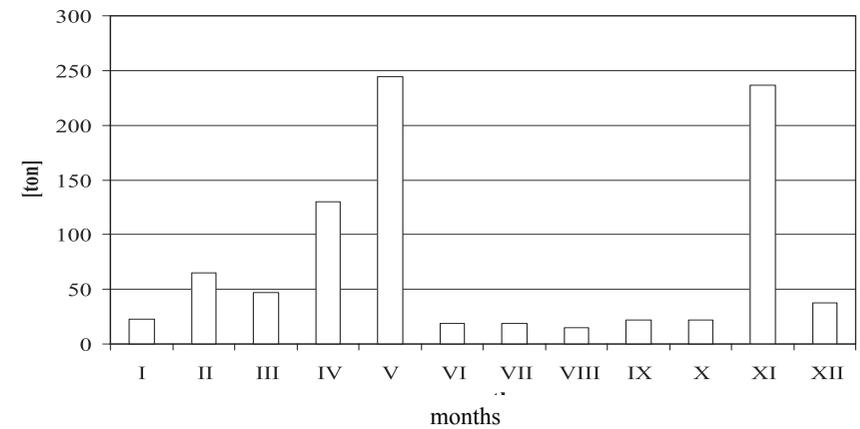
**Summary and conclusions**

The presented data show a significant decrease in the concentration of total suspended matter in the waters of the Brda river in the late 80s of the twentieth century. This was caused by regulating wastewater management in the catchment. Seasonal course of concentration of total suspended matter is characterized by the presence of two peaks (late spring and summer) dependent on flow rate. Suspended substances are delivered from all the inflows of Koronowski Reservoir. Due to the lithological nature of the reservoir basin inflows it is mostly organic matter.

Because of the size of the flow rate, the main source suspensions supply to the reservoir is provided by the Brda river (78%). The analysis of the total suspended matter concentration above (Brda – Piła Młyn) and below (Brda – Samociązek) the reservoir indicates that it affects the reduction of matter concentration. 6,500 tons of suspended substances are delivered every year, of which 72.5% is accumulated. However, the annual balance sheet of the suspended sediment load strongly relates to hydrological conditions of the basin.



**Pic. 4.** Seasonal content of the total suspended matter in the waters of the Brda river (2002–2009). Source: Quality Monitoring data of the Brda river – WIOŚ (2002 – 2009).



**Pic. 5.** Seasonal course of suspension lifted in the waters of Kamionka river in 1996. Source: Marszalewski W., Jutrowska E., 1999.

## References

- Dojlido J., 1995. Chemia wód powierzchniowych, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok
- Jutrowska E., 2007. Antropogeniczne zmiany warunków hydrologicznych w dorzeczu Brdy, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Bydgoszcz
- Marszalewski W., Jutrowska E., 1999. Rola transportu unoszonego w zamulaniu Zbiornika Koronowskiego, AUNC, Geografia XXIX-Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, z. 103:155–172, Toruń,
- Mapa podziału hydrograficznego Polski (MPHP), 2007, wykonana przez Zakład Hydrografii i Morfologii Koryt Rzecznych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej na zamówienie Ministra Środowiska i sfinansowana ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej
- Raport o stanie środowiska województwa kujawsko-pomorskiego, 2010. Goszczyński J., Ślachciak W. (red.), Biblioteka Monitoringu Środowiska, Bydgoszcz
- Woyciechowska J., Dojlido J., 1982. Zmiany jakości wód powierzchniowych pod wpływem zabudowy hydrotechnicznej, Gospodarka Wodna, nr 5, s. 47–51

## CHANGES OF CHANNELS OF LOWLAND RIVERS CAUSED BY ANTHROPOPRESSION

### ДЕФОРМАЦИИ РУСЕЛ РАВНИННЫХ РЕК ПРИ АНТРОПОГЕННЫХ НАРУШЕНИЯХ

**K.M. Berkovich, L.V. Zlotina**

*Moscow State University, Russia*

#### Abstract

**The article presents a synthetic description of results obtained by the authors from researches carried out for many years in regard to anthropogenic influences on river channel processes. In particular, the impact of damming and dredging on channel transformation and changes in river bed transport. As a result of the research and with the use of data regarding the volumes of river transport an empirical equation was formulated for the process of river bed deepening.**

Река в современном ее состоянии – динамическая флювиальная система, которая транспортирует воду и наносы, размывает горные породы, образует новые отложения. Она отличается определенной устойчивостью во времени, что подразумевает ее способность сохранять свою структуру и свойства при воздействии. Параметры системы могут изменяться, однако в допустимых пределах. Система способна компенсировать возмущение, создаваемое воздействием и возвращаться в исходное состояние. Эти свойства обеспечиваются процессами саморегулирования, которые определяются поступлением наносов с водосбора и из притоков, морфометрическими характеристиками русла (глубиной, шириной, уклоном), расходом воды и скоростью течения.

За историю своего развития реки неоднократно меняли долины и русла под влиянием природных факторов. Колебания климата, тектонические движения земной коры приводили к формированию глубоких долин на этапах врезания и заполнения аллювием при аккумуляции, их расширение в ходе боковой эрозии. Формирование и развитие речных долин происходят в процессе направленных деформаций. Направленные деформации русел – систематическое врезание или отложение наносов, которые трансформируют весь продольный профиль и морфологические характеристики долины и русла реки. Направленные деформации определяются длительным дисбалансом транспорта наносов, возникающим при глобальных изменениях климата и движениях земной коры. На равнинных реках они развиваются в геологическом масштабе времени. Нужны очень значительные изменения факторов для того, чтобы развились направленные деформации: многократные изменения стока воды и наносов, уклона реки и т.д. Для русел большинства равнинных рек, сформировавшихся в относительно

стабильных климатических и тектонических условиях нескольких последних тысячелетий, естественные направленные деформации не характерны.

В последние два-три столетия условия формирования речных русел во многих регионах значительно изменились. Это явилось следствием хозяйственной деятельности человека. Изменения начались с антропогенной трансформации ландшафтов речных бассейнов, в процессе которой очень быстро изменились характеристики стока воды и наносов. Увеличение неравномерности стока воды и наносов приводило к таким неблагоприятным гидрологическим явлениям, как наводнения. Можно привести много примеров наводнений, происходивших в Европе и Северной Америке, где они нанесли огромный ущерб инфраструктуре и экономике. Причиной их часто является ограничение пропускной способности поймы дамбами обвалования. В Европе они строились со времени средневековья по мере роста населения и освоения пойменных земель. Защищая эти земли и постройки в долине реки, люди все более сужали пойму, сток концентрировался в относительно узком русле, угроза наводнений и вред от них все более возрастали. Наводнения возникали либо в годы с экстремально большим количеством осадков (с учетом изменения скорости стока вод с территории бассейнов при сведении лесов), либо при прорыве дамб обвалования, которые строились из грунта и не могли долго противостоять размывающему действию потока, сконцентрированного в узком русле. Таковы были причины наводнений 1992 г на р. Миссисипи и 1997 г на р. Одре. Мало помогают от наводнений такие мероприятия, как спрямление излучин. Они приводят к местному увеличению уклона, размыву русла выше по течению, выносу материала и его отложению ниже, что усиливает там возможность наводнения. Современные наводнения на реках в сильно освоенных бассейнах происходят также из-за повышения отметок дна русла, которое является следствием эрозии почв в бассейнах. Все это заставило приступить к защите от неблагоприятных явлений: строительству дамб обвалования и регулированию русел.

Инженерное вмешательство в рельеф речного русла: строительство плотин и других сооружений, выполнение земляных работ, нарушало геолого-геоморфологическую основу природной систем, что влекло за собой изменение гидравлических характеристик потока. Нарушение структуры и свойств природной системы приводило к возникновению ответной реакции, направленной на компенсацию возникших изменений и возвращение к исходному состоянию. В тех случаях, когда изменения превышают допустимые пределы, возникают интенсивные направленные деформации. Они определяются характеристиками стока воды и наносов, а также крупностью донных отложений. Реакция реки может принять разную форму, включая изменение скорости и морфометрии русла, рост или падение транспортирующей способности, эрозии или отложения на отдельных участках, рост или снижение устойчивости берегов и даже крупные изменения морфологии (например, формирование островов, смещение меандр).

Регулирование стока рек водохранилищами является важным фактором, влияющим на развитие русел рек как ниже, так и выше по течению. Трансформация русел под влиянием регулирования стока и подпора от водохранилищ является отдельной важной проблемой. Регулирование стока является часто благоприятным для регулирования

русла, т.к. выражается в уменьшении внутригодовой и многолетней неравномерности стока. Оно является радикальным средством защиты от наводнений. Однако резкое сокращение стока наносов ниже плотин вызывает интенсивную глубинную эрозию, которая затрудняет использование реки и угрожает устойчивому функционированию многих объектов инфраструктуры. В то же время выше водохранилищ на реках происходит аккумуляция наносов, которая распространяется вверх по течению. Отложение наносов затрудняет судоходство, заносит водозаборы. Увеличивается затопление поймы и подтопление прилегающих незатопляемых земель.

Врезание может происходить при стеснении русла полузапрудями, укреплении берегов и сокращении ширины поймы дамбами обвалования. Характерный пример представляет участок р. Миссури у г. Канзас-Сити, где произошло понижение отметок дна в межень на 2,7–3,3 м за 1954–2004 гг. Его причинами является врезание русла из-за спрямления излучин и стеснения русла полузапрудями, вызвавшими увеличение уклона; усиление действия паводков в результате строительства дамб обвалования; добыча песчаного аллювия (более 5 млн. т в 2003 г), а также сокращение стока наносов вследствие строительства плотин в 600 км выше по течению в 1953–1955 гг. (Missouri River., 2007). Врезание русла на 1,5–2,0 м произошло на Варшавском участке Вислы как результат стеснения потока и разработки русловых карьеров. Таким образом, регулирование русла и разработка русловых карьеров оказывает очень большое влияние на развитие направленных деформаций русла, преимущественно вертикальных.

Разработка русловых карьеров приводит к радикальным изменениям в морфологии русла. Типичные карьеры оставляют после себя выемки глубиной 6–10 м, которые занимают часть, а иногда и всю ширину русла. Объем выработок ограничивается доступностью материала нужного размера и редко регламентируется с точки зрения величины стока и состава наносов и русловых процессов. Характерно, что нередко добываемый крупный материал в некоторых местах является частью древних отложений и не восполняется, если он не может транспортироваться рекой в современных гидрологических условиях.

В добавок нижнее течение в последние десятилетия сильно вычерпано. Дно реки понизилось местами на 2,5–3,0 м. Типичные карьеры оставляют ямы глубиной 6–9 м, а если добыча ведется по всей ширине русла, воздействие распространяется на берега.

Разработка карьера способствует врезанию реки как выше, так и ниже по течению. Верхняя кромка карьера размывается вследствие местного увеличения уклона, донный материал выносится и отлагается в выемке. Это вызывает врезание ниже выемки, где поток восстанавливает сток наносов в соответствии с транспортирующей способностью. Таким образом, зона влияния руслового карьера на деформации русла распространяется на большое расстояние. В этой зоне происходит понижение дна реки и сопряженное с ним понижение меженных уровней воды.

Направленные деформации могут быть выявлены по понижению уровня воды при одном и том же расходе или непосредственным сравнением разновременных съемок русла. На Оке снижение меженных уровней проявилось за 55 лет на всем участке от Калуги до Рязани. Сравнение съемок показало, что понижение отметок дна на участке верхней Оки от Серпухова до Коломны с 1949 по 1992 гг. составило в среднем 1,3 м. Дно р. Белой на

участке длиной 140 км ниже Уфы за 1979–1995 гг. понизилось на 0,9 м. Понижение дна в нижнем течении р. Канзас составило за 20 лет 2,5–3,0 м (Blechinger, 1997). Очевидно, эта величина включает в себя как удаленный материал, так эродированный слой.

Понижение отметки дна реки во времени выше карьеров на верхней Оке и нижней Белой в последние 40 лет происходило линейно и составило, соответственно, 0,7 и 1,5 м. На верхней Оке прослеживается достаточно четкая зависимость понижения отметки дна и расстояния ( $x$ ) от верхней кромки карьера:

$$\Delta z = 0.0014x - 2.5$$

Эрозия, сопровождающая разработку карьеров, подтверждается анализом деформаций русла р. Оки ниже Кузьминского гидроузла, где объем материала, удаленного из карьеров составил в 1973–1993 гг. около 30 млн. м<sup>3</sup>. При этом увеличение объема русла на участке длиной 100 км было больше объема добычи на величину, соответствующую слою эрозии до 40 см.

Врезание ограничивается наличием в составе донных отложений крупнообломочного материала или близким к поверхности залеганием скальной постели аллювия. В этом случае продольный профиль реки в результате врезания приобретает ступенчатые очертания. Подобное явление наблюдается на верхней Оке и на нижней Томи, в составе донных наносов которых присутствует достаточно большая доля гравийно-галечного материала. В первом случае ступени формируются на перекатах, для которых характерен более крупный аллювиальный материал. На Томи в ходе врезания обнажился скальный порог.

Деформации русла определяются следующим соотношением:

$$\Delta W = W_{вх} - W_{вых} + W_{д} - W_{к}$$

$W_{вх}$  – расход наносов на входе на участок,  $W_{вых}$  – расход наносов на выходе,  $W_{д}$  – добавление наносов (из притоков, от размыва берегов и т.п.),  $W_{к}$  – потеря наносов за счет разработки карьеров. Там, где входной и выходной расходы примерно равны, дополнительные потери за счет добычи могут быть конвертированы в изменение отметок дна. За определенный интервал времени  $\Delta t = t_2 - t_1$  изменение объема:  $\Delta W_t = W_2 - W_1$ . Изменение отметки дна определяется изменением объема наносов:  $\Delta W = B * L * \Delta H(1 - p)$ , где  $B$  – средняя ширина русла,  $L$  – длина участка,  $\Delta H$  – средняя величина изменения отметки дна,  $p$  – пористость наносов.

Наносы, переносимые рекой, делятся на три категории: взвешенные, русловые наносы во взвеси и донные. Две последние категории называются руслоформирующими, так как они участвуют в строении форм руслового рельефа. Для оценки баланса наносов на участке, очевидно, следует учитывать руслообразующие наносы. Наиболее крупные из состава руслообразующих переносятся в форме влекомых наносов, как правило, в составе донных гряд.

Часть руслообразующих наносов переносится в составе взвешенных наносов, перемещаясь от одной крупной русловой формы к другой. Определение стока руслообразующих наносов производится с учетом повторяемости расходов воды. Вместе с тем, если из карьеров удаляются частицы, которые поток не может переносить ни при каких условиях, то такие частицы исчезают из донных отложений. Такие условия характерны для нижних течений Томи и Белой, из русла которых извлекали плейстоценовый аллювий большой крупности, который не может переноситься современными потоками этих рек.

Анализ данных сетевых наблюдений на р. Белой в Уфе позволил выявить следующую зависимость расхода взвешенных руслообразующих наносов ( $R_p$ ) от расхода воды:

$$R_p = 1.6Q^{1.5}$$

Расход донных наносов определен по измерениям параметров гряд в ходе детальных полевых работ.

Анализ гранулометрического состава проб руслообразующих наносов и донных отложений р. Белой показал, что к руслообразующим относятся наносы, частицы которых крупнее 0,1 мм. Суммарный годовой сток руслообразующих взвешенных наносов составляет 140 тыс. тонн, что соответствует 6,5–7,0% от полного стока взвешенных наносов. В период половодья доля руслообразующих наносов может достигать 30% от стока взвешенных. Годовой сток влекомых наносов, перемещаемых в форме гряд, составляет в среднем 230 тыс. тонн. Общий сток наносов, который может участвовать в формировании и восстановлении руслового рельефа, составляет для нижней Белой 370 тыс. тонн в год.

В 1979–1994 гг. из русла Белой на участке длиной 140 км и средней шириной 300 м добыто 50270 тыс. м<sup>3</sup> песчано-гравийного материала или в среднем 3350 тыс. м<sup>3</sup> в год. За этот период сток руслообразующих наносов (вход) составил 3590 тыс. м<sup>3</sup> (7% добычи). Таким образом, убыль материала составила 46680 тыс. м<sup>3</sup>, что соответствует среднему слою 1,1 м (46680:140:300). Полученная величина близко совпадает с данными непосредственных измерений, приведенными выше.

Таким образом, исходя из баланса наносов и объема добычи, можно рассчитать предстоящее понижение дна реки. И, наоборот, предлагая приемлемое по экологическим или экономическим признакам понижение отметок дна (и уровня), можно оценить допустимый объем добычи.

## Литература

- Missouri River Degradation: Kansas and Missouri. US Army Corps of Engineers. Kansas City District. Section 216. 2007
- Blechinger, E. T., 1997. An analysis of sand mining alternatives along the Kansas River basin: Kansas Geological Survey

## **PART II**

### **RIVER CHANNEL DEFORMATIONS**

## CHANNEL BARS ON NAVIGABLE RIVERS, THEIR MORPHOLOGY, TYPOLOGY, YEARLY AND SEASONAL MORPHOLOGICAL CHANGES

### ПЕРЕКАТЫ НА СУДОХОДНЫХ РЕКАХ, ИХ МОРФОЛОГИЯ, ТИПИЗАЦИЯ, МНОГОЛЕТНИЙ И СЕЗОННЫЙ РЕЖИМ ДЕФОРМАЦИИ

R.S. Chalov\*

Moscow State University, Russia

\* Article reviewed by prof. dr hab. Z. Babiński

#### Abstract

The article summarizes the investigation works on riffles and their changes (deformations) resulting from water regime, also taking into consideration human impact. Riffles were divided in terms of morphology. Also, the main factors that determine the long term and seasonal changes of these channel sand forms were discussed. The results of the research hold use value, particularly in navigation.

Перекаты представляют собой основные формы рельефа речного русла, создающие чередование глубин по длине реки. Разнообразие причин и условий их образования, в свою очередь, определяет, различия в их морфологическом строении, особенности режима их многолетних и сезонных переформирований; они смещаются по длине реки, размываются или аккумулируют наносы в разные фазы водного режима, а это приводит к постоянным изменениям во времени отметок дна, сказывается в развитии форм самого русла и во многом определяет условия использования рек, в первую очередь, как водных путей. Поэтому изучение морфологии и русловых деформаций на перекатах является важной составной частью русловедения.

#### Морфология перекаатов

Русла большинства рек независимо от их морфодинамического типа характеризуются чередованием относительно мелководных перекатных участков большей или меньшей протяженности и плесовых участков, отличающихся большими глубинами, выдержанностью их по длине реки, лишь изредка прерывающихся повышением отметок дна в связи с образованием отдельных крупных гряд. Перекатные участки состоят из следующих друг за другом перекаатов, разделенных плесовыми лощинами длина которых  $l_{пл}$  не превышает шаг отдельных перекаатов, т.е.  $L_{прк} > l_{пл}$ . Возле них динамическая ось меженного потока образует следующие друг за другом извилины (рис. 1, А). В пределах плесовых участков перекааты встречаются в виде отдельных образований (в этом случае  $L_{прк} \ll l_{пл}$ ), не определяя общего

морфологического облика русла (рис. 1, Б). Промежуточное положение занимают перекааты в извилистом русле; они располагаются на перегибах между смежными излучинами, тогда как на всем остальном протяжении излучин (в привершинной части и на крыльях) находятся плесовые лощины (рис. 1, В), длина которых больше шага перекаатов ( $L_{прк} < l_{пл}$ ).

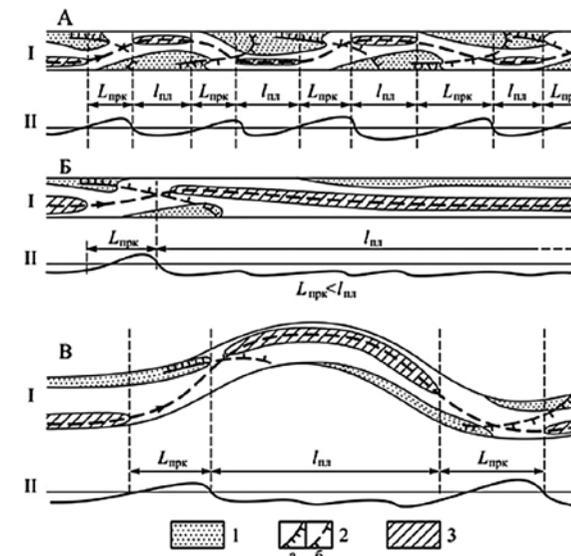


Рис. 1. Распространение перекаатов в пределах перекатного (А) и плесового (Б) участков и в извилистом русле (В). I – план русла, II – продольный профиль дна.  $L_{прк}$  – шаг переката,  $l_{пл}$  – шаг плесовой лощины или плеса. 1 – побочни (плесы).

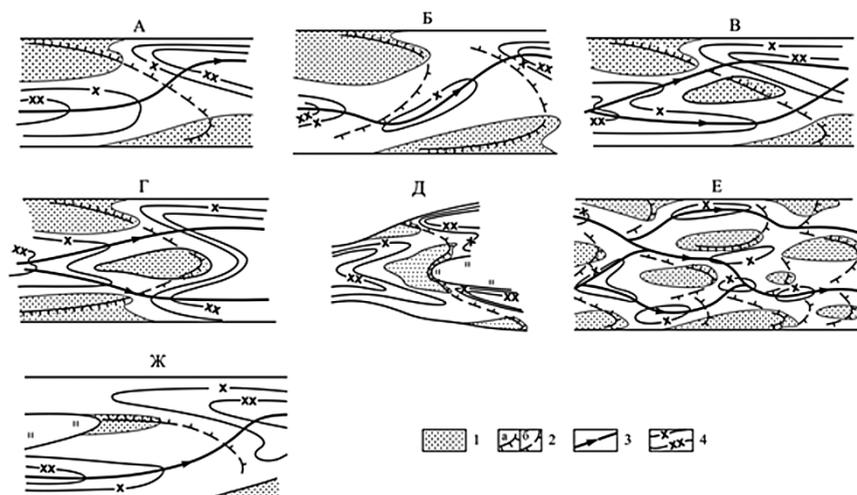
В иерархии русловых форм перекааты занимают промежуточное положение между формами русла (излучинами, разветвлениями, относительно прямолинейными, неразветвленными участками) и грядовыми формами руслового рельефа. При этом перекааты могут представлять собой как крупные гряды, размеры которых (высота  $h_{прк}$ , ширина  $B_{прк}$ ), соизмеримы с глубиной  $h$  и шириной  $b_p$  русла реки ( $h_{прк} \sim h$ ,  $B_{прк} = b_p$ ), так и комбинацию из двух-трех гряд, у каждой из которых  $h_r < h$ ,  $B_r < b_p$ , и только их совокупность оказывается по этим параметрам сопоставима с руслом реки.

По количеству и соотношению гряд, образующих перекааты, можно выделить несколько их основных морфологических разновидностей (рис. 2).

А – перекаат-перекошенная гряда, гребень которой располагается по диагонали к оси русла, пересекая его от одного берега к другому и представляет собой крупную грядовую форму, имеющую обсыхающие в межень побочни, расположенные у противоположных берегов под некоторым углом друг к другу и составляющие единое целое с находящейся между ними седловиной, которая формируется на спаде половодья при размыве гребня переката.

Б – перекаат, образованный двумя или несколькими грядами, вместе составляющими единый мелководный вал, также ориентированный под углом к оси русла; каждая гряда оказывается надвинутой на верховой склон нижележащий, а седловина находится в подвалье

верхнего побочня, представляя собой верхнюю пониженную часть нижнего. Глубина ее в подвалье верхнего побочня зависит от того, насколько последний надвинут на верховой пологий склон нижнего побочня. Если побочни достаточно удалены друг от друга, глубина седловины близка к глубинам плесовых лощин. Такие перекаты относят к перекатам перевального типа (Маккавеев, 1949), выделяемых в воднопутейских классификациях, ориентированных на оценку условий судоходства: благодаря большим глубинам на седловине и разобшенности по длине побочней, они не являются затруднительными.



**Рис. 2.** Морфологические разновидности перекатов: А – перекаат-перекошенная гряда; Б – перекааты, образованные побочнями-грядами; В – перекаат-перекошенная гряда с осередком; Г – перекаат-гряда с осередком и побочнями, находящимися напротив друг друга у противоположных берегов; Д – перекаат с побочнем у оголовка острова; Е – перекааты-россыпи; Ж – перекаат, образованный косой в ухвостье острова. 1 – обсохшие в межень побочни и осередки; 2 – подвалье перекаата (а – на седловине перекаата, б – на побочнях и осередках); 3 – динамическая ось потока; 4 – изобаты.

В, Г – перекааты с осередками на седловине, разделяющими в межень русло на две протоки слева и справа от них. Они формируются при большой ширине русла и, по существу, представляют собой усложненные варианты перекаатов А и Б. Различие между ними заключается в положении осередка относительно динамических осей: они возле него либо направлены к одному и тому же берегу, располагаясь ближе к верхнему (крутой короткий перевал) или нижнему (пологий длинный перевал) побочням (В), либо расходятся, направляясь к противоположным берегам. В последнем случае гребень перекаата образует дугообразный изгиб посередине русла, ориентированный вниз по течению, а побочни располагаются практически напротив друг друга (Г). Обычно такие перекааты находятся в местных расширениях русла, представляя собой «внутренние бары» (Маккавеев, 1955). Нередко перекааты-гряды следуют один за другим, их побочни располагаются у противоположных берегов в шахматном порядке, причем каждый

побочень является одновременно нижним для перекаата выше по течению и верхним для перекаата ниже по течению (рис. 1, А). Такое расположение перекаатов характерно для относительно прямолинейного, неразветвленного русла, пологих излучин или длинных рукавов в разветвлениях. В этом случае каждый побочень является одновременно нижним для вышерасположенного перекаата и верхним для следующего ниже по течению, и на его обсохшей в межень поверхности прослеживаются подвалья обеих гряд.

Д – сложный перекаат, с раздвоенной седловиной, формируется в узлах разветвления русла на рукава. В этом случае роль осередка выполняет прирусловая отмель, примыкающая к оголовку острова. Это может быть и единая гряда, и комплекс гряд (до 4–5), образовавшихся из-за подпорных явлений, возникающих в половодье перед оголовком острова.

Е – перекааты-россыпи, наиболее морфологически сложные участки сплошного обмеления русла, образованные многочисленными побочнями и осередками сравнительно небольших размеров, иногда в 5–10 раз меньшей ширины русла; динамическая ось потока проходит посередине русла, среди хаотично расположенных гряд-осередков, побочней, кос, и отличается большой изменчивостью своего положения и конфигурации из-за их подвижности.

Перекаат-коса – единичное образование, встречающееся в разветвленном русле. Косы в ухвостьях островов могут быть также одним из элементов рельефа перекаатов-россыпей или возникать на спаде половодья и в межень в ухвостьях обсыхающих побочней и осередков, осложняя рельеф русла. Как самостоятельные морфологические образования перекааты-косы возникают в узлах слияния рукавов вдоль вихревой зоны на границе раздела двух потоков. В зависимости от водности рукавов и ширины разделяющего их острова это могут быть одна или две косы, имеющие вид гряд, понижающихся от ухвостья острова вниз по течению. Одна коса формируется при слиянии многоводного рукава с маловодным, образуя отдельную стрелку между потоками рукавов; ее подвалье обращено в сторону маловодного рукава. Две косы возникают при слиянии равнозначных по водности рукавов, разделенных относительно широким островом; поток каждого рукава формирует в узле слияния свою косу; их подвалья вытянуты параллельно друг другу, а между ними находится залив. Каждая из этих кос является верхним побочнем перекаатов в устьях обоих рукавов, а сам перекаат-коса напоминает перекаат, расположенный между двумя самостоятельными грядами-побочнями, из которых верхний формируется как коса при слиянии потоков (в ухвостье острова).

### Классификация перекаатов

Морфологическое строение – только один, хотя и очень важный классификационный признак перекаатов. Помимо морфологии, каждый перекаат характеризуется подвижностью (изменением положения на реке), динамикой своих морфологических элементов, условиями формирования, многолетним и сезонным режимом изменения глубин (вследствие размыва/намыва гребней) или комбинациями из двух-трех признаков, каждый из которых объективно отражает те или иные особенности перекаатов. Поэтому полная классификация, отражающая разные стороны условий формирования, морфологии, режима и т.д., может быть представлена в виде блоковой схемы, в которой каждый блок отвечает выделению типов перекаатов по одному четко обозначенному признаку. Такой подход впервые использовал Н.И.Маккавеев (Проектирование..., 1964). Следуя его подходу, была разработана комплексная классификация

перекатов, представленная на рис. 3. Блок А отражает морфологию перекатов в соответствии (с некоторым упрощением) со схемой на рис. 2. Возможна и дополнительная детализация морфологического строения перекатов: перевального типа; характеризующиеся хорошо выраженными выбоиной и затониной; по степени выраженности побочней, их высоты и т.д. В блоке Б выделяются свободно перемещающиеся, относительно стабильные перекаты и перекаты с прерывистым перемещением (периодически возникающие по тем или иным причинам, смещающиеся в пределах относительно короткого участка и перестающие существовать, размываясь или соединяясь с нижерасположенным стабильным перекатом, пополняя его наносами. Последние можно выделить в самостоятельную разновидность перекатов, т.к. они испытывают периодическую активизацию переформирования, когда на них сверху надвигаются смещающиеся перекат и его побочни.

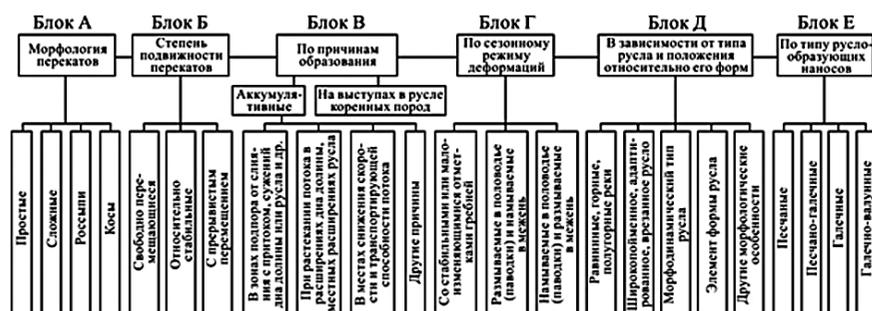


Рис. 3. Комплексная блоковая классификация перекатов.

По причинам образования (блок В) выделяются аккумулятивные перекаты и перекаты, которые образовались вследствие накопления наносов на неровностях коренного ложа реки, которые препятствуя смещению побочней, во многом влияют на многолетний и сезонный режим переформирования. Само же образование перекатов как крупных грядовых форм (макроформ) руслового рельефа связано с различными причинами, обуславливающими снижение транспортирующей способности потока, и массовым перемещением влекомых наносов (зоны подпора или распластывания потока, его рассредоточения по рукавам, закономерные изменения скоростного поля и мощности потока на излучинах русла и т.д.).

Блок Г характеризует перекаты по сезонному режиму деформаций. Н.И.Маккавеев (Проектирование..., 1964) показал, что у перекатов со стабильными или малоизменяющимися побочнями кривая  $h = f(H)$  образует с осью абсцисс угол  $\alpha \approx 45^\circ$ . Если перекаты размываются в половодье и аккумулируют наносы в межень угол  $\alpha > 45^\circ$ , при обратном временном соотношении размыва/намыва –  $\alpha < 45^\circ$ .

Блок Д, с точки зрения генезиса перекатов является одним из основных: типы перекатов связаны с общими условиями их формирования на крыльях или вершине излучин, в узлах разветвления или слияния рукавов и т.д., т.е. основными элементами крупных форм русла. Выделение подтипов перекатов обуславливается характером форм русла, с которыми связано образование того или иного переката (пологие или крутые излучины, вид узлов сопряжения рукавов и пр.) и которые определяют гидравлическую структуру потока. Критерием для выделения самого дробного подразделения служат такие детали морфологии русла, которые

связаны с влиянием на перекат местных особенностей русла, формой ведущих берегов в плане, расчленением островного массива, составляющего разветвление, системой проток и рукавов и т.д.

Блок Е определяет выделения перекатов по крупности слагающих их руслообразующих наносов. Они определяют условия размыва или намыва перекатов в разные фазы режима. На спаде уровней галечные и особенно галечно-валунные перекаты зачастую не размываются, перекаты превращаются и на перекате происходит «посадка» уровней. Поэтому схемы «размыв-намыв» перекатов при переходе от половодья к межени проявляется только на песчаных перекатах (Чалов, 1979).

Подобный блоковый подход, как и в морфодинамической классификации русел рек МГУ, позволяет, не меняя существа классификации, постоянно дополнять ее по мере получения новых сведений о морфологии, режиме и других характеристиках перекатов, что делает ее в известной мере универсальной.

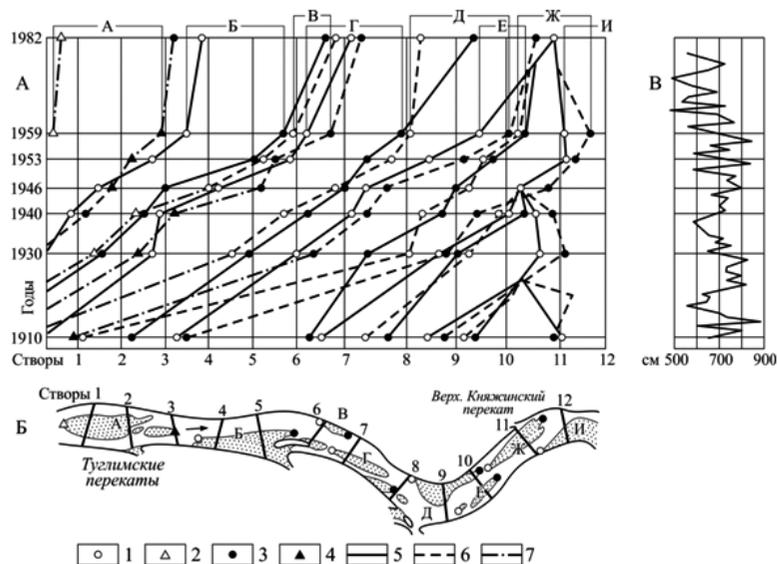
### Многолетний режим перекатов

Смещение перекатов в пределах перекатных участков – наиболее яркое проявление многолетнего режима деформаций перекатов. Скорости смещения перекатов составляют от 20–30 до 300–500 м/год в зависимости от устойчивости русла и водоносности реки (Чалов, 1963 и 1979). Смещаясь к нижнему концу перекатного участка, они либо размываются, если русло сужается, происходит слив в русло с поймы затопивших ее в половодье (паводок) осветленных вод, или их побочни надвигаются на относительно стабильные перекаты, расположенные на излучинах или в узлах разветвлений русла на рукава.

Перемещающиеся перекаты характерны для неразветвленных, относительно прямолинейных или слабоизвилистых русел (рис. 4). На таких участках они встречаются группами, и их побочни расположены в шахматном порядке. Побочни, смещаясь вниз по участку с пологими излучинами, увеличивают свои размеры в нижних крыльях у выпуклых берегов и уменьшаются в размерах вплоть до отторжения или размыва (с последующим восстановлением по мере смещения) у вогнутых берегов. На реках с разветвленным руслом перемещающиеся перекаты встречаются на участках незначительного протяжения между перекатами, занимающими постоянное положение на реке (например, между отдельными разветвлениями) или в рукавах. Скорости их замедляются, когда побочни располагаются у выпуклых берегов излучин, и, наоборот, растут при прохождении побочней в зонах ускорения течения. Соответственно происходит периодическое уменьшение и увеличение размеров побочней.

Смена периодов интенсивного и замедленного смещения перекатов вниз по течению связана также с колебаниями водности рек в период половодья. Эти связи также демонстрирует рис. 4, на котором представлен график смещения побочней перекатов на участке нижней Вычегды, совмещенный с графиком колебания максимальных уровней воды на гидрологическом посту Яренск (Чалов, 1963 с дополнениями). Приведенный пример – достаточно типичный не только для Вычегды, но и для других рек бассейна Северной Двины, Вилы, Оки, Дона и других рек с таким же морфодинамическим типом русла. В начале участка формируется сложный перекат с осередком, который затем примыкает к левому

берегу и образует нижний побочень переката. Сформировавшийся таким образом перекат смещается вниз по течению со средней скоростью 80–90 м/год. Такие переформирования, т.е. превращение осередка в побочень, происходят периодически через 20 лет вследствие чего побочни перекатов испытывают неравномерное перемещение: до 250 м/год, вдоль вогнутых берегов, где они частично размываются, и около 25 м/год у выпуклых берегов, увеличиваясь в размерах. В первом случае создаются благоприятные условия для искусственного отторжения побочня и, по-существу, ликвидации переката; во втором прорези следует трассировать, используя направляющее воздействие вогнутого берега на вышележащей излучине.



**Рис. 4.** Перемещение побочней перекатов на участке р. Вычегды. А – график перемещения перекатов; Б – план русла (по схеме 1959 г.); В – график колебаний максимальных уровней по гидрологическому посту Яренск. 1 – приверх побочня; 2 – приверх осередка; 3 – ухвостье побочня; 4 – ухвостье осередка; 5 – изменение положения правобережных побочней; 6 – то же левобережных побочней; 7 – то же осередков. Буквами обозначены побочни перекатов.

Временной интервал от формирования переката в начале перекатного участка до его размыва или надвижения на относительно стабильный перекат зависит от его длины и скорости смещения побочней. На Вычегде перекатные участки имеют длину около 13 км; при средней скорости смещения 80–90 м/год каждый из перекатов проходит этот путь в течении около 150 лет. При этом образование в начале участка нового переката и надвижение переката на стабильный в вершине развитой излучины происходит в среднем через 20–30 лет. На верхней Оби циклы, связанные со смещением перекатов со скоростью до 200–250 м/год на участках длиной 10–12 км, продолжаются от 10 до 40–50 лет (Русловые процессы..., 2001). При этом на участке одновременно существует 6–8 смещающихся перекатов с шагом 1–1,5 км. На средней Оби, имеющей более устойчивое русло, смещение

перекатов происходит со скоростями, в 2–3 раза меньшими. Обычно такие перекаты имеют побочни, расположенные в шахматном порядке, и перемещаются между относительно стабильными перекатами на излучинах или в узлах разветвления русла. Ниже устья Томи перекаты смещаются со скоростью 100–300 м/год, но при приближении к стабильному перекату в вершине излучины скорость смещения побочней резко уменьшается, через каждые 15–20 лет происходит обмеление русла, стрежень потока искривляется.

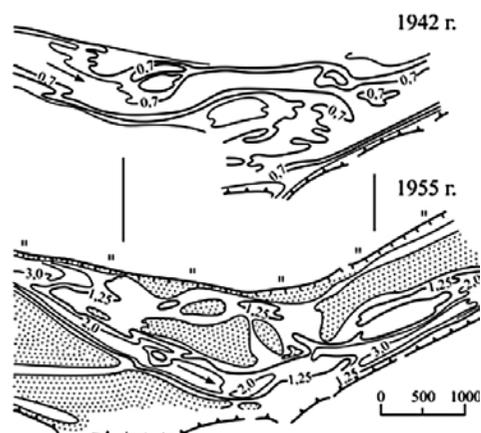
Режим перекатов, формирующихся на неразветвленных участках, где русло проходит вдоль высокого берега, зависит от формы ведущего берега и геологического строения русла и берегов (Проектирование..., 1964). Смещаясь на участок ниже мыса коренного берега, побочень переката замедляется и растет в высоту. При этом корыто его оказывается под направляющим воздействием на поток мыса и углубляется. При дальнейшем смещении переката вниз по течению это воздействие ослабевает, поток на корыте переката расплывается, и оно мелеет. Одновременно в тыловой части побочня, вдоль коренного берега, из-за искривления протока возле него формируется побочневый проток, что еще больше способствует обмелению переката. При последовательном расположении смещающегося переката возле выступов коренного берега и у выровненных его отрезков периоды углубления корыта переката чередуются во времени с периодами его обмеления. Ниже плеча коренного берега такой перекат обычно трансформируется в крупную гряду пересекающую русло под углом 20–30°. Огибая такую гряду, стрежень потока образует крутой изгиб. Почти одновременно тыловой части побочня возникает побочневый проток, и, когда отношение длины изгиба к его шагу  $l/L \sim 1,6$ , происходит отторжение побочня, на его месте образуется осередок, который со временем отклоняется к противоположному берегу, наращивая расположенные там отмели. Подобные циклы имеют продолжительность 9–10 лет; за это время перекат смещается вниз по течению на 2,5–4 км.

Переформирования относительно стабильных перекатов вне зависимости от их положения на реке заключаются в удлинении верхнего побочня или росте косы в его ухвостье, образовании затонской части и миграции в течении ряда лет корыта переката от верхнего побочня к нижнему и затем быстром его перемещении (за одно половодье или паводок) к верхнему побочню в направлении наибольшего поперечного уклона водной поверхности (рис. 5). Это сопровождается обмелением корыта возле нижнего побочня, усилением его подпорного воздействия на поток в верхней плесовой ложине и ростом поперечного уклона между ней и верхней частью нижней плесовой ложины или затонской частью переката. Перемещение корыта в верхнее положение, наоборот, сопровождается размывом или отторжением ухвостья верхнего побочня с образованием в последнем случае осередка, частичной или полной ликвидацией затонской части переката и объединением ее с нижней плесовой ложинной. В этом положении на корыто переката поступает меньше наносов, и оно углубляется. Возникающий в ходе этих переформирований осередок со временем причленяется к нижнему побочню. На Северной Двине полный цикл таких переформирований составляет 5–10 лет, на Вычегде – около 20 лет, на Верхней Оби – от 2–3 до нескольких десятков лет, проявляясь особенно четко у перекатов, находящихся в местных расширениях русла, в разветвлениях и на излучинах. У перекатов при слиянии рукавов (в ухвостьях островов) продолжительность циклов от 3–5 до 20–22 (в среднем 10–12) лет. Нередко наибольшие глубины наблюдаются при смещении корыта к нижнему

побочню, поскольку здесь оно располагается в зоне ускорения течения на извилине динамической оси потока, огибающего побочень переката. Однако наличие затонской части, развитой в устье верхнего побочня, возникающее поэтому веерное расхождение струй потока на седловине переката, а также подзаstrужное течение в подвалье переката быстро нейтрализуют гидравлическую выгоду нижнего положения корыта.

Строгой периодичности в переформированных перекатах обычно не наблюдается, т.к. на рост косы влияет мощность половодья, продвижение на перекат сверху побочней и осередков, а также направляющее воздействие на поток ведущего берега непосредственно выше переката, в верхней плесовой ложине. В годы с высокими половодьями преимущественное развитие, при прочих равных условиях, получает корыто переката в нижнем положении, которому соответствует радиус кривизны динамической оси потока; наоборот, низкие половодья благоприятствуют углублению и закреплению корыта возле верхнего побочня.

Направляющее воздействие ведущих берегов наиболее отчетливо проявляется в состоянии перекатов на меандрирующих реках. Как правило, такие перекаты характеризуются малой изменчивостью положения корыта, на которое направляется поток вогнутым берегом, и его относительно большими естественными глубинами. Такой стабильностью отличаются перекаты на малых и средних реках. На излучинах больших рек, имеющих широкое русло (до 1000 м и более), направляющее влияние ведущих берегов ослабевает, и перекаты здесь характеризуются цикличностью в своих многолетних переформированиях.

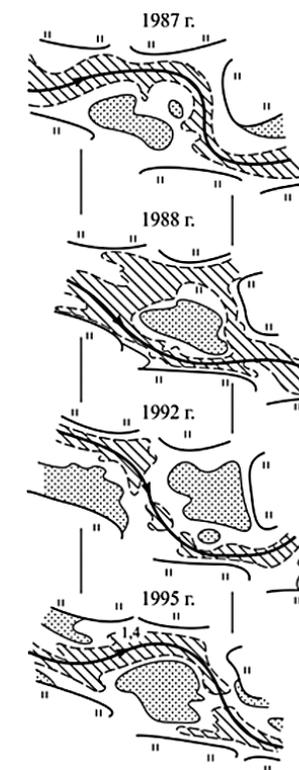


**Рис. 5.** Многолетние изменения положения корыта переката на р. Северной Двине, связанные с удлинением верхнего побочня и отторжением его устья.

В разветвлениях русла переформирования, связанные с изменениями положения корыта переката, занимающего относительно постоянное положение, обуславливают периодический размыв и образование побочня у оголовка острова. Во время высоких половодий динамическая ось потока спрямляется и проходит вдоль или ближе к оголовку острова, где углубляется смещающееся сюда корыто переката и размывается оголовок острова. Этому способствует смещение устья верхнего побочня, находящегося перед заходом в рукав, или развитие здесь косы, закрепляющее корыто переката в нижнем положении. В маловодные годы, наоборот, корыто переката возле оголовка острова мелеет

из-за увеличения кривизны динамической оси потока и отторжения части или всего верхнего побочня; динамическая ось потока и корыто переката перемещаются в верхнее положение.

Периодическое продвижение на узел разветвления побочней, смещающихся вдоль берега, со стороны которого находится заход в основной рукав, сопровождается резким искривлением динамической оси потока и смещением корыта переката в нижнее положение. При этом побочень у оголовка острова может быть полностью размыв, а судовой ход прижимается к оголовку острова. На Фокинском перекате верхней Оби (рис. 6) продвижение правобережного побочня, его отторжение, образование осередка, приращение осередка к оголовку острова совершается за 6–8 лет, после чего цикл повторяется.



**Рис. 6.** Переформирование переката в узле разветвления русла (у оголовка острова), связанные с последовательным продвижением побочней на заход в основной (судоходный) рукав (Фокинский перекат на верхней Оби).

Рассмотренные закономерности многолетних переформирований перекатов не исчерпывают всего многообразия, но являются наиболее характерными, в той или иной мере повторяющимися при наличии специфических особенностей практически у всех перекатов. Знание их позволяет прогнозировать происходящие изменения и учитывать при трассировании землечерпательных прорезей, используя при этом естественные тенденции переформирований перекатов.

### Сезонные переформирования перекатов

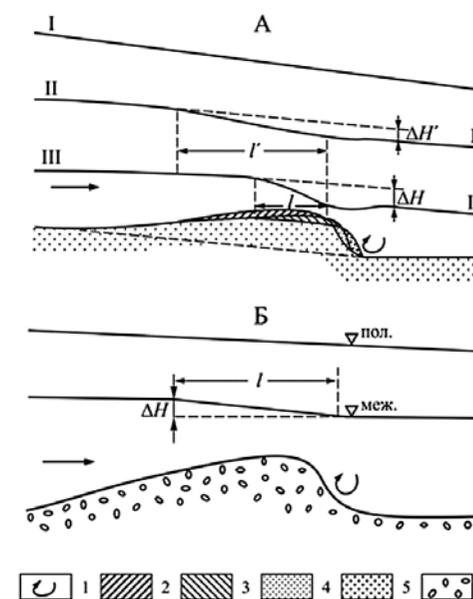
Сезонные переформирования перекатов в системе верхний побочень–седловина–нижний побочень, накладываясь на многолетний режим перекатов, определяются изменениями водности реки в течении года, от одного сезона к другому. Наиболее характерной особенностью сезонного режима перекатов является аккумуляция наносов (обмеление, намыв) и размыв их гребней в разные фазы водного режима. В общей форме в половодье происходит образование самих перекатов. На спаде половодья (паводка) и в межень поток сосредотачивается в сравнительно узкой части русла между побочнями, осуществляя размыв гребня, в котором формируется седловина, а затем и корыто переката. Однако относительная маловодность потока по сравнению с половодьем и снижение водности при переходе к межени не обеспечивает вынос всего накопившегося на перекате материала, и он сохраняется в виде мелководной перемычки между побочнями, разделяющей плесовые лощины. В среднем по высоте половодья амплитуда отметок дна на перекатах больших рек составляет 1,5–2 м, в высокие половодья достигает 3–4 м.

В предельном случае при большом стоке наносов повышение отметок дна  $\Delta z$  следует за подъемом уровней  $\Delta H$ , т.е.  $\Delta z = \Delta H$ . На большинстве же рек  $\Delta z < \Delta H$ , т.е. повышение отметок дна отстает от повышения уровней, и хотя это не приводит на перекатах-грядках к выравниванию поверхности дна в системе побочень–седловина–побочень, отметки дна на седловине переката становятся близки к отметкам поверхности побочней.

На спаде половодья (паводка) и в межень ситуация на перекате меняется. При этом начинает сказываться подпорное воздействие переката. Уклоны на гребне переката становятся больше, скорости течения растут, на седловине переката происходит размыв, формируется корыто переката. При этом зона размыва по мере спада уровней сокращается не только по ширине из-за снижения водности потока, но и по длине, сосредотачиваясь в узкой пригребневой части гряды (рис. 7, А). Таким образом, модель режима переката описывается формулировкой «перекаты намываются в половодье, размываются в межень», справедливой в обобщенном виде, осредняющем изменения за половодье и межень.

Вместе с тем, Г.И. Шапов (Шапов, 1959) по режиму аккумуляции наносов и размыва предложил выделить две группы перекатов: 1) с намывом гребня в половодье и в начале его спада, его последующим размывом, который может наблюдаться в конце спада уровней; 2) размываемые в течении половодья (паводка) и намываемые в конце его спада; в дальнейшем они или размываются или продолжают медленно размываться. Неоднозначность сезонного режима перекатов отмечал Н.И. Маккавеев (Маккавеев, Советов, 1940), разделивший их по сезонному изменению глубин на три группы: 1) со стабильными и мало изменяющимися отметками; 2) размываемые в половодье (паводки) и намываемые в межень; 3) намываемые в половодье и размываемые в межень. Действительно, с понижением уровней (и водности) половодья снижается транспортирующая способность потока  $W_{тр}$ , что обуславливает образование гряды переката и накопление (аккумуляцию) на ней наносов. Лишь в межень, а иногда и при невысоких дождевых паводках корыта перекатов размываются и углубляются, т.к. поток, концентрируясь в его пределах, имеет повышенные уклоны. Вместе с тем в меженный период поток на седловине переката расплывается, и на

его корыте размыв или не происходит (или он очень незначительный) или из-за этого происходит аккумуляция наносов. На нижней Вычегде, например, из-за этого глубины на перекатах в межень снижаются до 0,7 м.



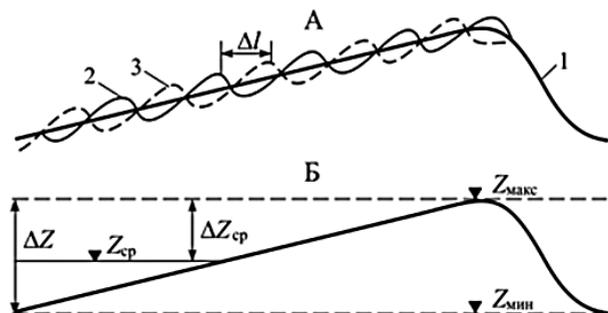
**Рис. 7.** Изменение продольного профиля водной поверхности на песчаном (А) и галечно-валунном (Б) перекатах (I-I – половодье; II-II – спад половодья; III-III – межень;  $\Delta H$  – перепад уровней;  $l$  – длина зоны спада уровней. 1 – валец в подвалье гряды; 2 – слой размыва на гребне переката на спаде половодья; 3 – то же в межень; 4 – слой аккумуляции наносов в подвалье на спаде половодья; 5 – то же в межень; б – галечно-валунные отложения.

На реках с галечными и галечно-валунными наносами вследствие формирования на спаде уровней отмытки размыв гребней перекатов не происходит, и они превращаются в практически жесткий водослив, на котором понижение уровней воды сопровождается дополнительной их посадкой и снижением глубин (рис. 7, Б), а местные уклоны водной поверхности достигают 2,0% и более против 0,1% в плесовых лощинах. При подъеме уровней и в половодье происходит разрушение отмытки, и гребень переката размывается; наоборот, на спаде половодья происходит резкая остановка наносов и обмеление перекатов. Амплитуда изменения отметок гребней перекатов от половодья к межени достигает 1,5 м.

Обмеление перекатов в половодье, размыв на спаде уровней и частичное обмеление в межень и при летне-осенних паводках характерно для верхних перекатов в каждой паре смежных перекатов в пределах перекатных участков. Вместе с тем аккумуляция наносов на верхнем перекате создает дефицит наносов на нижележащем. Поэтому последний размывается вплоть до полной ликвидации. Однако по мере размыва верхнего переката продукты размыва поступают на нижний, и здесь аккумулируются наносы, которые вновь формируют перекат, представляющий уже грядку меньшего размера между побочнями двух

больших макроформ руслового рельефа. Ниже по течению на следующих перекаточных участках схема повторяется.

В межень обмеление перекаотов наблюдается на реках с разветвленным руслом, если происходит перераспределение стока воды между рукавами от половодья к межени, особенно при выполнении рукавом наносотсасывающих функций. Перекаоты, находящиеся на заходе в рукав, водность которого по мере понижения уровней уменьшается, мелеют; в половодье, когда в этот рукав направляется все большая часть расхода воды, перекаот размывается. Во втором рукаве имеет место противоположная тенденция: обмеление в половодье, размыв в межень.

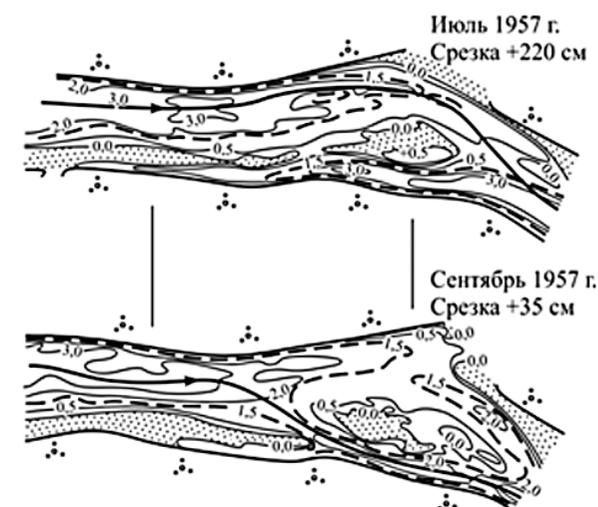


**Рис. 8.** Колебание отметок дна на верхнем склоне перекаота из-за смещения гряд-микроформ (А) и амплитуда отметок дна на перекаоте в пределах отдельной гряды-микроформы (Б). Отметки дна:  $z_{\text{ср}}$  – средние;  $z_{\text{макс}}$  – наибольшие;  $z_{\text{мин}}$  – наименьшие;  $\Delta z$  – их амплитуда;  $\Delta l$  – величина смещения гряды за время  $\Delta t$ . 1 – осредненный профиль перекаота; 2 – исходное положение гряд на перекаоте; 3 – положение гряд через интервал времени  $\Delta t$ .

Существенную роль в сезонной динамике перекаотов играет движение донных гряд (Бутаков, 1999; Турыкин, 1993). Их образование и перемещение по перекаоту обуславливает резкие колебания отметок гребней перекаотов, которые происходят независимо от хода уровня. На спаде половодья (паводков) и в межень при низких уровнях воды, на верхнем склоне перекаота формируются микроформы руслового рельефа длиной 15–25 м и высотой 0,3–0,7 м. За сутки каждая гряда смещается примерно на свою длину, вызывая в каждой точке соответствующие изменения глубин. Такие гряды, перемещаясь в направлении от верхней плесовой ложины к гребню перекаота, вызывают колебания отметок дна в пределах до 0,7 м, которые оказываются соответственно выше и ниже на 0,15–0,35 м относительно средней линии (рис. 8). Повышение по отношению к ней отметок дна создают эффект обмеления перекаота в межень. В половодье, когда гряды-микроформы на перекаоте разрушаются, создается обратный эффект – его размыва.

На этом общем фоне (аккумуляция наносов – размыв гребней перекаотов) наблюдается также сезонное смещение корыта перекаота от верхнего побочня к нижнему, а иногда и его возвращение в исходное положение (к верхнему побочню), подобно тому, как это происходит при многолетних переформированиях. Во время половодья, когда побочни затоплены, а динамическая ось потока располагается над побочнями, верхний побочень удлиняется или растет коса в его ухвостье с образованием затонины на месте верхней части нижней

плесовой ложины (рис. 9). Корыто перекаота оттесняется в сторону нижнего побочня. Одновременно в подвалье перекаота возникает подзастружное течение, направленное от ухвостья верхнего побочня к нижнему. Благодаря ему в этом же направлении перемещаются наносы, способствующие обмелению корыта перекаота по мере его смещения к нижнему побочню. В итоге между верхней плесовой ложиной и верхней частью нижней плесовой ложины или затонской частью перекаота возникает поперечный уклон с наибольшими значениями вдоль ухвостья верхнего побочня. Во время осенних паводков стрежень потока смещается в направлении наибольшего поперечного уклона водной поверхности, возле верхнего побочня происходит размыв гребня перекаота и здесь вновь располагается корыто перекаота. Нередко это сопровождается отторжением ухвостья побочня, образованием осередка на седловине перекаота и полной ликвидацией затонины. Образовавшийся осередок в дальнейшем причленяется к нижнему побочню, увеличивая его размеры.



**Рис. 9.** Сезонные переформирования перекаота на верхней Оби, связанные со смещением корыта перекаота от нижнего побочня к верхнему.

### Заклучение

В России с 30–60-е годы XX века перекаотам была посвящена обширная литература, в которой рассматривались особенности их переформирования как в многолетнем, так и в сезонном масштабах времени, обосновывались принципиальные схемы трассирования эксплуатационных прорезей для обеспечения требуемых в навигацию (гарантированных) глубин. В дальнейшем проблема перекаотов отошла на второй план, поскольку в конце 60-х–80-е годы акценты в исследованиях русловых процессов на судоходных реках сместились на изучение деформаций русла в целом или серий перекаотов для обоснования проектов коренного улучшения водных путей. Прошедшие с начала 90-х годов резкое сокращение дноуглубительных работ привело к восстановлению на реках исходной (до коренной реконструкции) морфологии русел, естественного режима и глубин на перекаотах. В этих

условиях на первый план вновь выдвинулись задачи изучения перестроений перекатов и оптимизации путевых работ на основе выявленных особенностей их многолетнего и сезонного режима как основы для трассирования землечерпательных прорезей и варьирования плавучей и береговой обстановкой для своевременного перемещения фарватера.

Знание закономерностей сезонных перестроений перекатов лежит в основе планирования сроков проведения землечерпательных работ на реках, эксплуатируемых как водные пути сообщения. Правильно составленный их прогноз позволяет в определенных ситуациях (перекат к межи размывается) отказаться от их выполнения и ограничиться своевременным перемещением береговых и плавучих знаков судоходной обстановки, сосредоточив внимание на перекатах, мелеющих в маловодный период. Вместе с тем обмеление перекатов в половодье еще не означает необходимость его углубления, т.к. уровни воды растут быстрее повышения отметок дна. Таким образом, оптимизация путевых работ связана с прогнозом сезонных деформации перекатов.

Выявление особенностей многолетних перестроений перекатов позволяет заблаговременно прогнозировать происходящие благодаря им изменения. Это позволяет принимать превентивные меры для предотвращения нежелательных с точки зрения условий судоходства последствий перестроений, учитывать их при трассировании прорезей, разрабатывать их в оптимальном для состоянии глубин положении, производить своевременное отторжение побочной, используя при этом естественный режим перекатов и перекатных участков.

## Литература

- Бутаков А.Н., 1999. Гидравлика развития мезоформ речного русла. М.: Изд-во РУДН. 216 с.
- Маккавеев Н.И., 1949. Русловой режим рек и трассирование прорезей. М.: Речиздат. 202 с.
- Маккавеев Н.И., 1955. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР. 347 с.
- Маккавеев Н.И., 1940. Советов В.С. Трассирование землечерпательных прорезей на перекатах равнинных рек Европейской части СССР // Труды ЦНИИРФ. Вып. 3. Вопросы пути. 60 с.
- Проектирование судовых ходов на свободных реках // Труды ЦНИИЭВТ. Вып. 36. М.: Транспорт. 1964. 262 с.
- Русловые процессы и водные пути на реках Обского бассейна. Новосибирск: РИПЭЛ-плюс. 2001. 300 с.
- Турыкин Л.А., 1993. Грядовый рельеф речного русла и его влияние на сезонные деформации перекатов // Геоморфология. № 2. С. 82–88.
- Чалов Р.С., 1963. Динамика перекатов и ее количественная характеристика // Вопросы географии. Сб. 63. М.: Географгиз. С. 100–111.
- Чалов Р.С., 1979. Географические исследования русловых процессов. М.: Изд-во МГУ. 232 с.
- Шамов Г.И., 1959. Речные наносы. Л.: Гидрометеиздат. 380 с.

## THE MECHANISMS OF ICE FORMATION AND CHANNEL DEFORMATIONS OF SMALL FOREST STREAMS IN THE MOSCOV REGION

### МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ НАЛЕДЕЙ И РУСЛОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В МАЛЫХ ЛЕСНЫХ ВОДОТОКАХ ПОДМОСКОВЬЯ

A.M. Tarbeeva, I.N. Krylenko, V.V. Surkov, T.C. Daykovskaya

*Moscow State University, Russia*

#### Abstract

**Field observations over the processes of icing formation and development of the channels of 3rd order watercourses at Satinskaya Research Station of the Moscow State University have allowed to reveal mechanisms of icing formation and channel deformations related to them. During the seven-years period of observations icings occurred annually, except for two abnormal warm winters. Formation of icings is observed at the channel sections with a permanent water flow. The greatest thickness of ice cover is observed downstream the phreatic rise, next to wood jams where «ice packs» are formed. Due to ice packs the flow either drains underground, or flows out on a surface of ice, forming icing. Two kinds of channel deformations are connected with icings: channel erosion under the ice in winter and formation of branches flow around the icing during a flood.**

Выполнено при поддержке РФФИ (проект №-11-05-00317) и гранту Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проект НШ-3284.2010.5).

#### Введение

Под наледью понимается слоистый ледяной массив, образовавшийся при замерзании на твердом основании периодически изливающихся вод [Алексеев, 2007]. Образование речных наледей происходит в результате послойного намерзания воды на поверхности речного льда. Непосредственными причинами образования речных наледей являются уменьшение живого сечения подледного потока (например, в связи с неравномерным промерзанием русла) или в результате резкого увеличения расхода воды в подледном потоке (например, при оттепелях), в результате чего вода по трещинам поступает на поверхность льда. Образование наледей в пределах России наиболее характерно рек Сибири и Дальнего Востока, где наблюдаются низкие зимние температуры в сочетании со значительным притоком подземных вод.

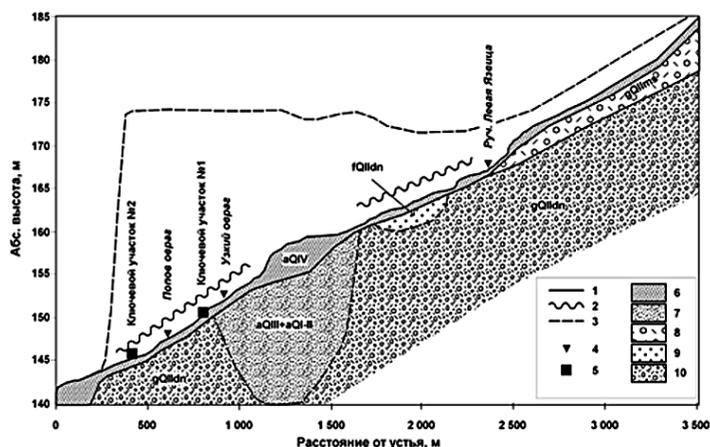
В условиях мягкой зимы юга лесной зоны Русской равнины, наледи не являются характерными явлениями для рек. Однако даже в Подмоскovie в аномально холодные зимы отмечается образование наледей на водотоках первых порядков. Так, описано образование

наледей на р. Медвенке (4 порядок, площадь водосбора 40 км<sup>2</sup>) зимой 1946/1947 гг. (Шпак, 1947), на водотоках Раменского района Московской области – зимой 1953/1954 гг. (Суббота, 1957). Детальные исследования наледей на малых водотоках зоны сезонного промерзания не проводились. Между тем, наледи оказывают существенное влияние на процессы формирования русел малых водотоков юга лесной зоны.

Для выявления механизмов и причин образования наледей сотрудниками НИЛ эрозии почв и русловых процессов были проведены исследования ручья Язвицы (3 порядок), расположенного в бассейне р. Протвы, на полигоне Сатинской учебно-научной станции (УНБ) МГУ, в Калужской области, в 100 км к юго-западу от Москвы.

### Характеристика ключевого объекта исследований

Полигон Сатинской УНБ располагается в зоне смешанных лесов и представляет собой вторичную моренную равнину московского возраста. Климат территории умеренно-континентальный с умеренно теплым летом (средняя температура июля +17°C) и умеренно холодной зимой (средняя температура января минус 10°C) (Общегеографическая практика..., 2007). Наиболее низкие температуры воздуха наблюдаются в январе-феврале и в отдельные годы могут достигать минус 48°C. Гидрологический режим территории характеризуется весенним половодьем, в течение которого в малых водотоках проходит 60–80% годового стока воды, прерывистой летне-осенней и зимней меженью. Зимой питание водотоков преимущественно грунтовое, за исключением периодов оттепелей, которых в течение зимы наблюдается в среднем 5–6. Замерзание малых водотоков начинается в начале ноября. Полное таяние льда в ручьях происходит в конце апреля.



**Рис. 1.** Продольный профиль ручья Язвицы (по [Панину и др., 1999] с изменениями и дополнениями): 1 – тальвег; 2 – участки с постоянным водотоком; 3 – бровка балки; 4 – устья притоков; 5 – ключевые участки наблюдений; геологическое строение: 6 – современный аллювий; 7 – погребенный четвертичный аллювий (нерасчлененный); 8 – московская морена; 9 – флювиогляциальные отложения днепроовского возраста; 10 – днепроовская морена.

Ручей Язвицы, на котором проводились детальные исследования, является водотоком 3 порядка, имеет длину 3,5 км, площадь водосбора – 7,6 км<sup>2</sup>. Появление постоянного водотока приурочено к прорезанию ручьем горизонта днепровской морены в 2,3 км выше устья. На отдельных участках среднего и нижнего течения водоток теряется в рыхлых отложениях областей внутрибалочной аккумуляции и погребенных аллювиальных песках (рис. 1). Расход воды в устье ручья Язвицы в половодье составляет 200–250 л/сек, в летнюю межень колеблется от 0,1 до 30 л/с.

Ширина русла ручья в среднем течении составляет 1,5–3 м. Глубина потока в межень колеблется от 2–3 см на перекатах до 20–40 см в плесах. В половодье вода поднимается на 0,5–0,6 м. Русло на отрезках пересечения ледниковых отложений сложено валунно-галечным материалом, в зонах локальной аккумуляции – песчаное. Высота поймы ручья от 0,2 до 0,5 м, ширина 20–40 м.

За период полевых наблюдений с 2004 по 2011 гг. образование наледей в ручье Язвицы, отмечалось в течение пяти зим из семи. Особенно мощные наледи отмечались в зимы 2005/2006 и 2009/2010 гг., которые характеризовались существенными (ниже –20°C) и продолжительными (более двух недель) понижениями температуры воздуха в январе (рис. 2). Не происходило образование наледей в годы с аномально теплыми зимами 2004/2005 и 2006/2007 гг.



**Рис. 2.** Остатки наледи в ручье Язвицы в апреле 2010 г.

### Состав работ

Зимой 2010/2011 гг. на примере ручья Язвицы были проведены полевые исследования с целью проследить механизмы и выявить источники образования наледей. В русле ручья

Язвы было проведено определение мощности и структуры ледового покрова, измерения температуры и электропроводности воды. Наблюдения были проведены в январе 2011 г. в 33 точках по всей длине ручья. По данным наблюдений, были построены графики изменения температуры и электропроводности воды и мощности льда по длине ручья (рис. 3 и 4).



Рис. 3. График изменения мощности ледового покрова по длине ручья.

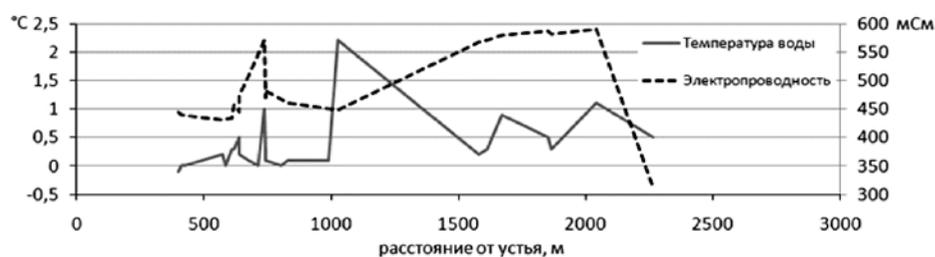


Рис. 4. График изменения температуры и электропроводности воды по длине ручья.

#### Анализ результатов

На графике изменения мощности ледового покрова (рис. 3) участкам с наибольшей мощностью льда соответствуют места образования наледей. Графики изменения температуры и теплопроводности воды (рис. 4) позволяют установить основные источники питания наледей.

На графике мощности ледового покрова (рис. 3) видно, что ледовый покров наблюдается только на участках с постоянным водотоком. В верховьях, среднем течении ручья, где он теряется в рыхлых отложениях, и в приустьевой части, где водоток фильтруется в пойменные отложения р. Иссымы, наблюдается сухое русло, заполненное снегом. В верхнем течении, на расстоянии от 2,5 до 1,3 км от устья, мощность льда не велика, и участки, покрытые льдом, чередуются с полыньями. Наибольшая мощность льда наблюдается в среднем и нижнем течении, на участке 1–0,3 км от устья. Повышенная мощность льда на этом участке связана с образованием наледей.

На графике температуры воды (рис. 4) выделяются несколько пиков, которые соответствуют выходам в русло грунтовых вод. В целом, в верхнем течении температура

воды выше, чем в нижнем течении. В верхнем течении ручья, несмотря на большее количество источников, поступающих с кровли днепровской морены, мощность ледового покрова невелика. На большем протяжении русло не замерзает или замерзает лишь на непродолжительное время. Здесь наблюдаются многочисленные полыньи даже при достаточно низких температурах. Вероятно, это связано с близким залеганием водоупорного горизонта и утепляющим воздействием грунтового притока на большом протяжении.

Максимальный пик температуры воды (+2,2°C) соответствует среднему течению ручья на расстоянии 1 км от устья. Полевые наблюдения показали, что непосредственно в месте выхода грунтовых вод их температура составляет +6°C, но она тут же охлаждается, и в 1–1,5 м ниже по течению уже оставляет всего +2,2°C. Расход поступающей в русло воды невелик и составляет всего около 0,1 л/сек. Однако из-за постоянной подпитки грунтовыми водами непосредственно вблизи источника русло не перемерзает.

Электропроводность является косвенным признаком минерализации воды, которая зависит от состава подземных вод. При сопоставлении графика электропроводности (рис. 3) с геологическим профилем (рис. 1) выявляется, что максимальные значения электропроводности воды (550–600 мСм) приурочены к участкам прорезания ручьем горизонтов днепровской морены. Воды, поступающие в верховьях с кровли московской морены, имеют низкую минерализацию (300–350 мСм). Также относительно низкую минерализацию имеют воды, поступающие в среднем течении из линзы погребенных аллювиальных отложений.

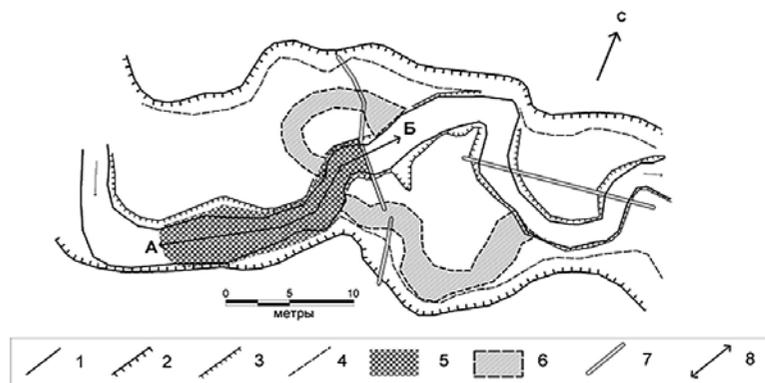
Поступающие на этом участке грунтовые воды не получают подпитку ниже по течению, так как подземный водосбор горизонта днепровской морены оказывается разорван пересекающей его линзой. Ниже пересечения линзы вода быстро охлаждается и замерзает. Наледи здесь формируются в первую половину зимы, и к середине января русло на данном участке полностью перемерзает, что свидетельствует о быстром снижении дебита источника.

#### Влияние перемерзания русла на русловые процессы

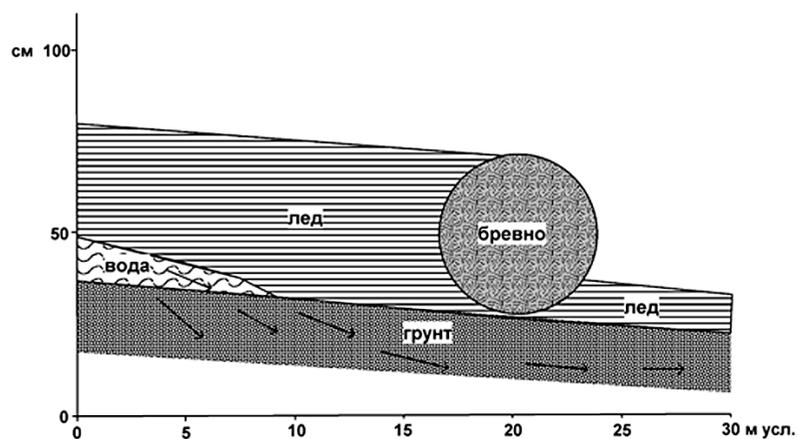
На участке наибольшей мощностью ледового покрова были выбраны два участка для детальных исследований.

Ключевой участок №1 расположен в 0,8 км от устья в 200 м ниже зоны разгрузки грунтовых вод из водоносной линзы погребенных аллювиальных отложений. Русло здесь меандрирует, в нем наблюдаются многочисленные заломы, к которым приурочена наибольшая мощность льда (рис. 5).

В створе одного из упавших деревьев был заложен ледемерный профиль «АБ». Во время наблюдений в конце января 2011 г в створе упавшего дерева, лежащего на дне ручья, русло полностью перемерзло, образовав «ледяную пробку» (рис. 6). На расстоянии 20–25 м перед упавшим деревом русло заполнено наледным льдом. На профиле видно, что максимальная мощность льда – 42 см – наблюдается непосредственно перед упавшим деревом. Ниже лежащего дерева толщина льда резко уменьшается. В 15–20 м выше лежащего дерева поверхностный сток переходит подрусловой. Небольшой поверхностный сток в подледных каналах появляется только в 50 м ниже него.



**Рис. 5.** Ключевой участок №1 в ручье Язвицы: 1 – русло; 2 – бровка террасы; 3 – бровка поймы; 4 – тыловой шов поймы; 5 – наледь; 6 – рукава обтекания наледи; 8 – заломы и поваленные деревья; 8 - положение ледемерного профиля «АБ» (показан на рис. 6).



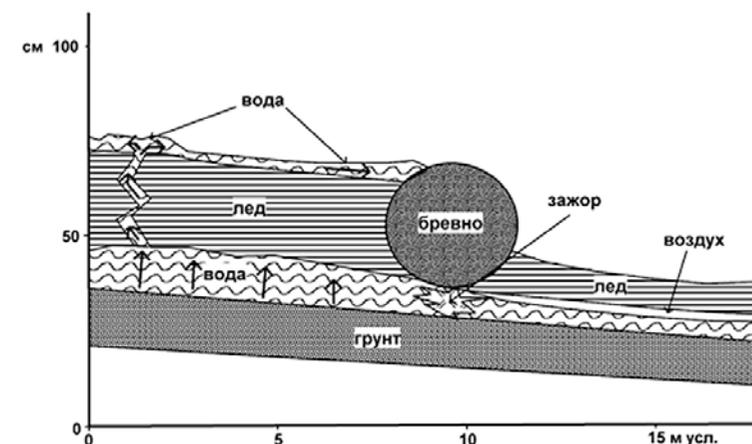
**Рис. 6.** Схема «ледяной пробки» на ключевом участке №1: продольный профиль по линии «АБ» (положение профиля показано на рис. 5).

Наледь на этом участке образовалась в начале зимы при большом объеме грунтового стока, когда поверхностный сток не успевал фильтроваться в грунт, создавался напор, и вода изливалась на поверхность льда.

В течение зимы на участке сплошного перемерзания длительное время наблюдается подземный сток. Весной во время половодья русло не успевает протаять, и вода течет по поверхности льда. На этом участке наиболее вероятно развитие рукавов обтекания наледей во время половодья (рис. 5).

Ключевой участок №2 расположен на расстоянии 0,4 км от устья в нижнем течении ручья, ниже впадения главного притока – Попова оврага. В 100–150 м выше участка

наблюдаются выходы грунтовых вод из-под правого оползневого склона долины. Этот участок приурочен к упавшему дереву, расположенному на высоте 10–15 см над дном ручья (рис. 7). Непосредственно выше лежащего дерева вода подо льдом находится под сильным напором, тогда как ниже – напор воды отсутствует. Напор образуется в результате затрудненного стока воды из-за зазора под бревном. Выше бревна вода по вдольбереговым трещинам изливается на поверхность льда и замерзает. Мощность слоя воды на поверхности льда составляет 1–2 см, при этом происходит намокание снега и превращение его в кашеобразную замерзающую массу. Длина участка растекания воды по льду достигает 10–15 м при ширине 2–3 м.



**Рис. 7.** Схема образования наледи на ключевом участке №2.

В течение января периодическое изливание воды наблюдалось на разных участках в нижнем течении ручья. В отличие от участка №1, расположенного в среднем течении, объем подземного питания здесь, вероятно, несколько выше, благодаря чему здесь в середине зимы продолжается активный процесс формирования наледей.

На участке сплошного перемерзания русла поверхностный сток переходит в подземный, а затем выходит на поверхность и приводит к формированию следующей группы наледей на расстоянии 0,6–0,4 км от устья (рис. 3). На этом участке формирование наледей продолжается до середины марта.

С середины марта вблизи выходов грунтовых вод русло начинает оттаивать. Вода начинает появляться вдоль берегов, отжимается в берега и выходит на поверхность льда.

**Выводы**

Формирование наледей на водотоках с небольшим, но постоянным грунтовым питанием является специфической чертой юга лесной зоны Русской равнины. Здесь наледи образуются ежегодно, за исключением аномально теплых зим.

Формирование наледей зависит от геологического строения территории, с которым связан режим и объем притока грунтовых вод.

Наиболее мощные наледи образуются ниже выходов грунтовых вод, однако в местах повышенного притока грунтовой воды русло не замерзает, и наледи не образуются. Наледи формируются преимущественно в первую половину зимы, до середины января.

Наибольшие переформирования русел связаны с участками, на которых происходит сплошное перемерзание русла, что приводит к образованию рукавов обтекания.

### Литература

Алексеев В.Р., 2007. Наледеведение. Словарь-справочник. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 438 с.

Общегеографическая практика в Подмосковье. М.: Географический факультет МГУ, 2007.

Панин А. В., Каревская И. А., Маркелов М. В., 1999. Эволюция долины ручья Язвицы (бассейн средней Протвы) во второй половине голоцена // Вестник МГУ. Сер. 5. География. №2.

Суббота М.И., 1957. Наледь в Московской области // Природа. №3. С. 113–114

Шпак И.С., 1947. Опыт изучения гидрологических особенностей малой реки (на примере р. Медвенки, бассейн р. Москвы). Дисс. ... канд. геогр. Наук. М.: МГУ. 148 с.

## BOUNDARY RIVERS OF RUSSIA – GEOGRAPHY AND MORPHODYNAMICS OF CHANNEL SHIFTS

### ПОГРАНИЧНЫЕ РЕКИ РОССИИ – ИХ ГЕОГРАФИЯ И ПОСЛЕДСТВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ РУСЛОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

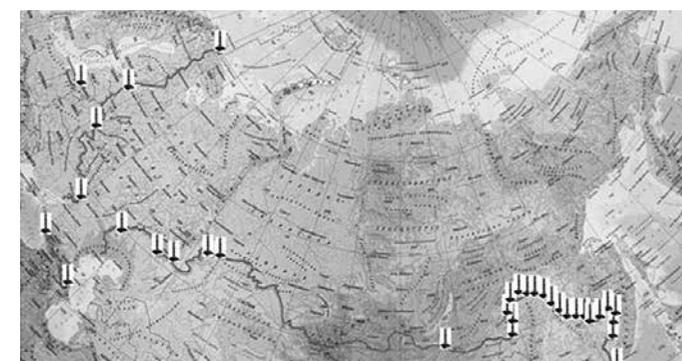
A.S. Zavadsky

*Moscow State University, Russia*

#### Abstract

**Distribution and length of boundary rivers are of primary concern in the work presented. Geopolitical issues concerning in-channel processes occurring in the boundary rivers are discussed. Illustrated by the example of major dynamic rivers possible variants of state border deformation due to channel shifts are presented. Data is provided for a number of affected reaches in the Amur river basin, which constitutes the longest river border of Russian Federation, to demonstrate the process of possible demarcation of natural border between Russia and China.**

Общая протяженность государственной границы России превышает 60 тыс. км, 2/3 из которой является морской, а около 20 тыс. км – сухопутной. В пределах материковой части Россия имеет общую границу с 16 государствами, проходящую, в том числе, по таким водным объектам, как реки, которые испокон веков использовались в качестве удобных естественных рубежей между смежными землями (рис. 1). Длина проходящих по рекам и озерам границ России составляет более 7,5 тыс. км (<http://www.rosgranitsa.ru>).



**Рис. 1.** Положение наиболее протяженных речных участков российской границы.

Несколько слов о географии пограничных рек России. Северо-западная континентальная часть России в районе Кольского полуострова начинается именно с речной границы.

Российско-норвежская граница после завершения морского ее участка продолжается по небольшой реке Ворьёма, а далее – по более крупной реке Паз. В пределах российско-финляндской границы водные пограничные участки приурочены преимущественно к озерам, являющимся в тех краях основным ландшафтообразующим элементом, за исключением нескольких десятков километров границы, следующей по реке Теннейоки. На западе протяженные пограничные участки проходят вдоль таких рек как Нарва (граница с Эстонией), Неман (Литва), Сож (Белоруссия), Клевень и Деркул (Украина), с 2008 г по реке Псоу (Абхазия), Самур (Азербайджан). Большая по протяженности речная граница у России с Казахстаном (по рекам Малый Узень, Урал, Илек, Тобол, Уй). По реке Чикой проходит граница с Монголией. Заканчивается континентальная часть границы России на юго-востоке страны границей с КНДР по реке Туманная. Однако наибольшая длина континентальных водных границ России приходится на бассейн Амура (реки Аргунь, Амур, Усури, Сунгача), по которым государственная граница с Китайской Народной Республикой проходит на протяжении более 3500 км, составляя 86% от общей протяженности российско-китайской границы. В табл. 1 приведены данные по рекам России, имеющим длину пограничных участков более 50 км.

**Таблица 1.** Реки России с протяженностью пограничных участков более 50 км.

Река	Сопредельное государство	Протяженность пограничного участка, км	Река	Сопредельное государство	Протяженность пограничного участка, км
Паз	Норвегия	105	Илек	Казахстан	197
Нарва	Эстония	77	Тобол	Казахстан	~140
Неман	Литва	~100	Уй	Казахстан	~180
Шешупе	Литва	51	Чикой	Монголия	~100
Сож	Белоруссия	~50	Аргунь	Китай	951
Клевень	Украина	~60	Амур	Китай	1885
Деркул	Украина	~70	Усури	Китай	455
Псоу	Абхазия	57	Сунгача	Китай	212
Малый Узень	Казахстан	~120	Гранитная	Китай	~50
Урал	Казахстан	200			

В связи со своим пограничным положением русловые процессы на таких реках приобретают особое, геополитическое значение (Завадский и др., 2010). В соответствии с принципами, принятыми в практике межгосударственных соглашений, государственная граница при прохождении ее по реке обычно устанавливается посередине русла или ее главного рукава (рукава, в котором сосредоточен наибольший расход воды). Если река является судоходной, то она демаркируется посередине фарватера. В результате характер направленности и степень интенсивности русловых

деформаций может проявляться в возникновении политической напряженности на речных пограничных участках.

Стабильность, в том числе и в русловых процессах, способствует добрососедским отношениям. Абсолютно устойчивое врезанное русло пограничной реки Паз на российско-норвежской границе – позитивный пример таких отношений, подкрепляемых совместным использованием водных ресурсов. Уже более 50 лет на этой реке функционирует каскад из семи ГЭС, вырабатываемая на которых электроэнергия используется как российской, так и норвежской сторонами. И это несмотря на то, что граница зачастую проходит непосредственно по самим гидротехническим сооружениям.

Однако нередко русла рек представляют собой очень неустойчивые природные объекты, подверженные постоянно происходящим переформированиям, приводящим к размывам одних и наращиванию (намыву) других берегов, спрямлению излучин русла, развитию и отмиранию рукавов. Это приводит к регулярному изменению положения динамической оси потока, определяющей положение государственной границы. В табл. 2 приведены основные характеристики интенсивности эрозионных процессов, происходящих на пограничных участках Урала и Илека в пределах российско-казахстанской границы. Ежегодные площади размываемых территорий, как с российской, так и казахстанской стороны примерно равноценны. Направленного смещения русла в пределах широкопойменных участков по предварительным оценкам не наблюдается. В условиях невысокой хозяйственной освоенности прибрежных территорий, происходящие переформирования в настоящее время не отражаются на взаимоотношениях двух государств.

**Таблица 2.** Характеристика эрозионных процессов на пограничных участках рек Урал и Илек.

Река	Границы участка (расстояние от устья), км	Длина пограничного участка, км	Общая длина эрозионно-опасной береговой линии, км	Средняя скорость размыва береговой линии, м/год	Площадь размыва, км <sup>2</sup> /год
Урал	1689–1620	69	9	0,5	0,005
	1085–954	131	105	1,5	0,15
	Всего:	200	114		0,16
Илек	215–184	31	18	0,6	0,01
	166–0	166	91	0,6	0,06
	Всего:	197	109		0,07

Однако в случае начала одной из сторон интенсивного освоения пойменных территорий, одностороннего строительства берегозащитных и противопаводковых сооружений на пограничных участках естественный режим развития русла может нарушиться. Асимметричное регулирование нередко приводит к значительным перестройкам русла, способствуя его направленному смещению. Характерным примером такого развития

ситуации является нижний 17-километровый участок реки Туманной в пределах российско-корейской границы. На протяжении нескольких лет после реконструкции железнодорожного моста «Дружба» корейская сторона проводила работы по укреплению своего низкого пойменного берега, что привело к смещению динамической оси потока к российскому левому берегу и способствовало интенсивному его размыву сначала в районе погранзаставы «Песчаная», а потом и ниже по течению. Кроме разрушения российской пограничной инфраструктуры такая направленная тенденция могла в итоге привести к гораздо более тяжелым последствиям. В пределах Хасанской низменности за последние тысячелетия устьевой участок русла Туманной неоднократно изменял свое положение, впадая под разными углами в залив Петра Великого. И угроза нового кардинального изменения положения русла в условиях продолжения размыва левого берега оказалась более чем реальной. Наиболее вероятным направлением мог оказаться прорыв реки в проток Первая или даже в залив Голубиный (рис. 2), что привело бы к образованию спорных территорий площадью от 36 до 90 км<sup>2</sup> и поднятию вопроса о пересмотре положения государственной границы. Власти Приморского края своевременно настояли на выделении из федерального бюджета финансирования на проведение масштабных берегозащитных и противопаводковых мероприятий, которые были реализованы к 2008 г. Протяженность берегозащитных дамб составила более 17 км, т.е. на протяжении всей длины российского участка реки Туманной.

Среди всех речных участков государственной границы России особое место не только из-за своей протяженности, но, главным образом, вследствие интенсивности русловых деформаций занимает граница с КНР, вдоль которой регулярно возникают «спорные» территории, создаются конфликтные ситуации. Для представления сложности и масштабов происходящих переформирований можно привести несколько цифр. Амур в пределах пограничной части в среднем течении имеет среднегодовой расход воды, превышающий 8000 м<sup>3</sup>/с, максимальные расходы достигают 30000–40000 м<sup>3</sup>/с. В пределах разветвленных участков ширина русла Амура с островами может достигать 10 км, а длина таких разветвлений – 20–25 км. На Аргуни русло разделяется на 3–4 рукава, основной из которых периодически смещается от одного борта долины к другому в пределах 2–4 км. Меандрирующее русло Сугначи или среднего течения Уссури в случае спрямления излучин оставляет с одной или другой стороны крупные пойменные массивы, площадью в несколько квадратных километров. В пределах таких сложных пойменно-русловых комплексов по руслу и проходит российско-китайская государственная граница.

Небольшая историческая справка о том, как законодательно формировались российско-китайские отношения вокруг определения положения государственной границы. Если не углубляться в совсем уж древние эпохи начала отношений между нашими странами, то необходимо сказать о заключенном в 1860 году Пекинском договоре, закрепляющем предшествовавшие положения и Айгуньского договора и Тяньцзиньского трактата (1858 г). В соответствии с ним, граница проводилась по урезам русел, не оговаривая, в большинстве случаев, территориальную принадлежность расположенных между ними островов. Пользуясь ослаблением в то время Китайской империи, потом частичной ее оккупацией японскими войсками, российское, а потом советское правительство, считало все островные массивы своей территорией. Такой подход в дальнейшем привел к целой

череду претензий, провокаций и даже вооруженных конфликтов во второй половине прошлого века. Трагичной страницей в истории российско-китайских отношений является вооруженный конфликт 1969 г в районе острова Даманского, в основе которого лежали разногласия о территориальной принадлежности ряда островов на Уссури. Окончательно ситуация вокруг острова Даманского была урегулирована только в 1991 г после подписания нового Соглашения между СССР и КНР о советско-китайской границе. В соответствии с ним положение границы было приведено к международным нормам, которая стала определяться посередине фарватера на судоходных участках рек и посередине основного русла на несудоходных.

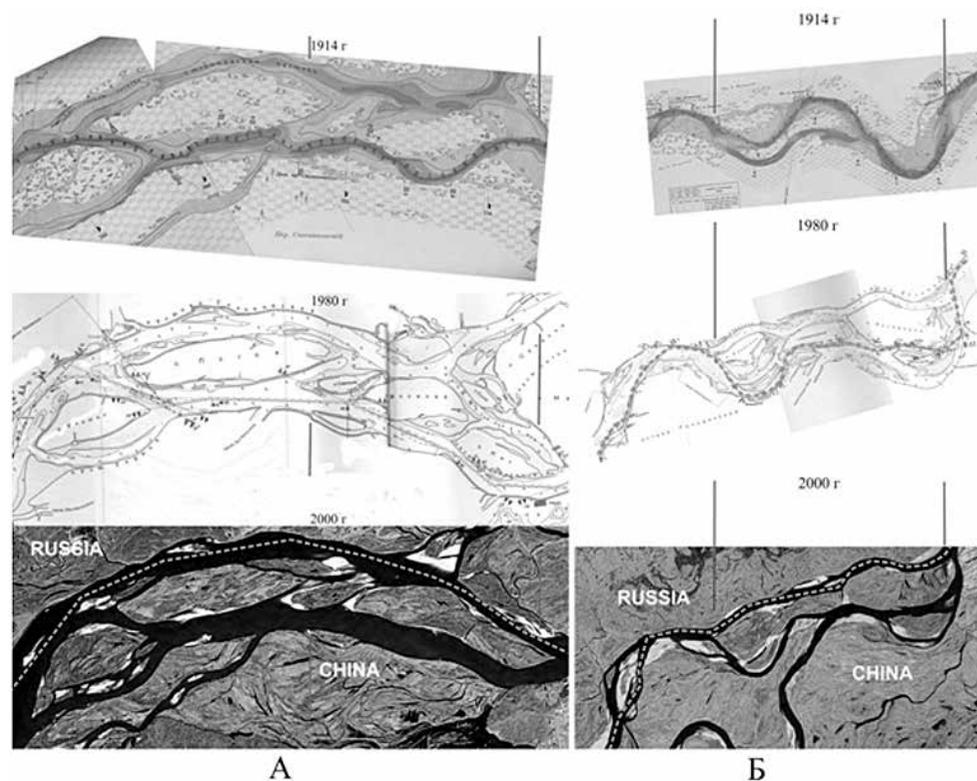


**Рис. 2.** Направления возможного изменения положения русла р. Туманная в условиях продолжения смещения русла в левобережную (российскую) часть.

Прямым следствием этого соглашения стал в дальнейшем пересмотр положения российско-китайской границы в Хабаровском водном узле и у острова Большой на Аргуни. Наибольший общественный резонанс вызвал раздел острова Бол. Уссурийский и передача острова Тарабаров, в результате чего около 170 км<sup>2</sup> российской территории отошло Китаю (рис. 3). Непризнаваемая китайской стороной на протяжении всего XX века линия границы в районе так называемого «Фуюаньского треугольника» у г. Хабаровска, проходящая по Казакевичевой протоке, стала еще более спорной после ее естественного обмеления, вследствие чего острова Большой Уссурийский и Тарабаров формально оказались с китайской стороны по отношению к основному фарватеру, проходящему по левому рукаву крупного Хабаровского разветвления. Выход из положения на межгосударственном уровне был найден окончательно только

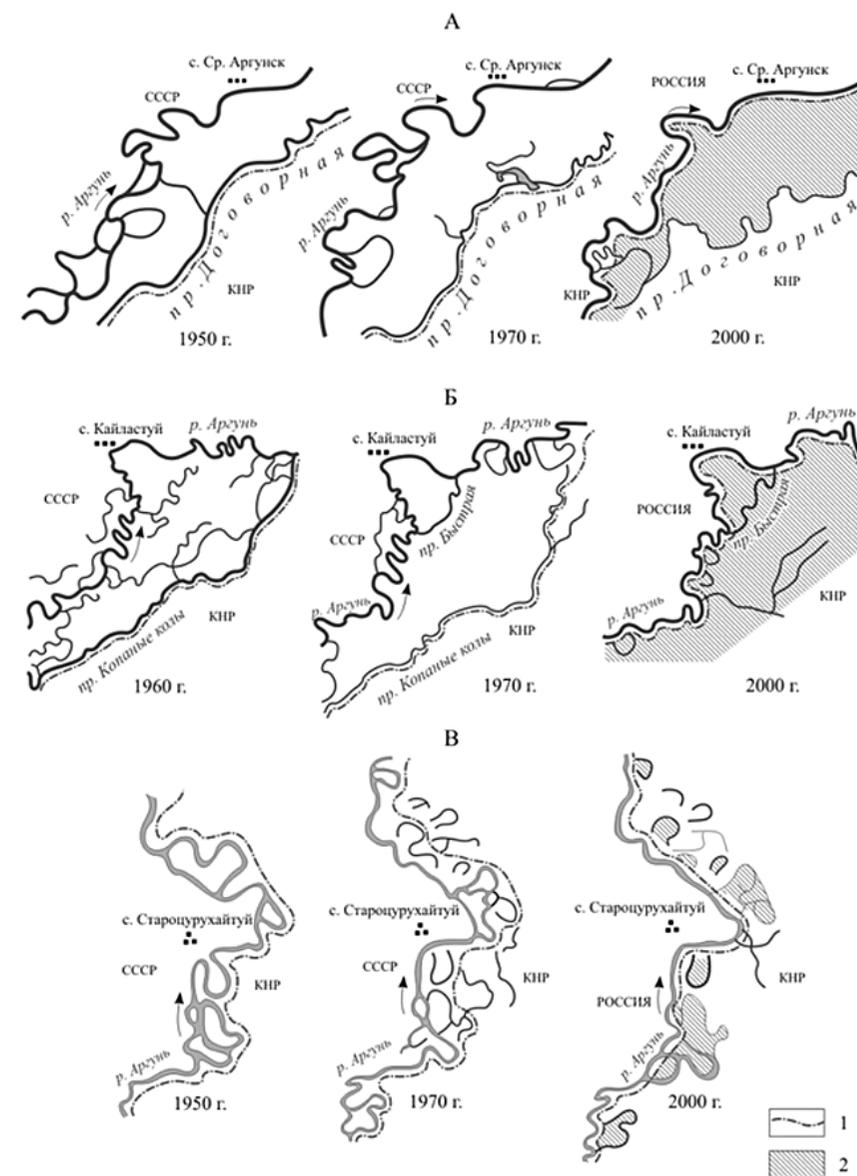


растительности (рис. 6) постепенно стабилизирует правый берег, препятствуя возвращению к нему основного русла, которое можно было бы прогнозировать через несколько десятилетий, нарушая тем самым естественные циклы смещения русла от одного борта долины к другому.



**Рис. 4.** Сопоставленные планы участков разветвленного русла Амура в среднем течении: А – 175–195 км (от г.Хабаровска); Б – 95–130 км. Пунктиром показано изменение положения фарватера.

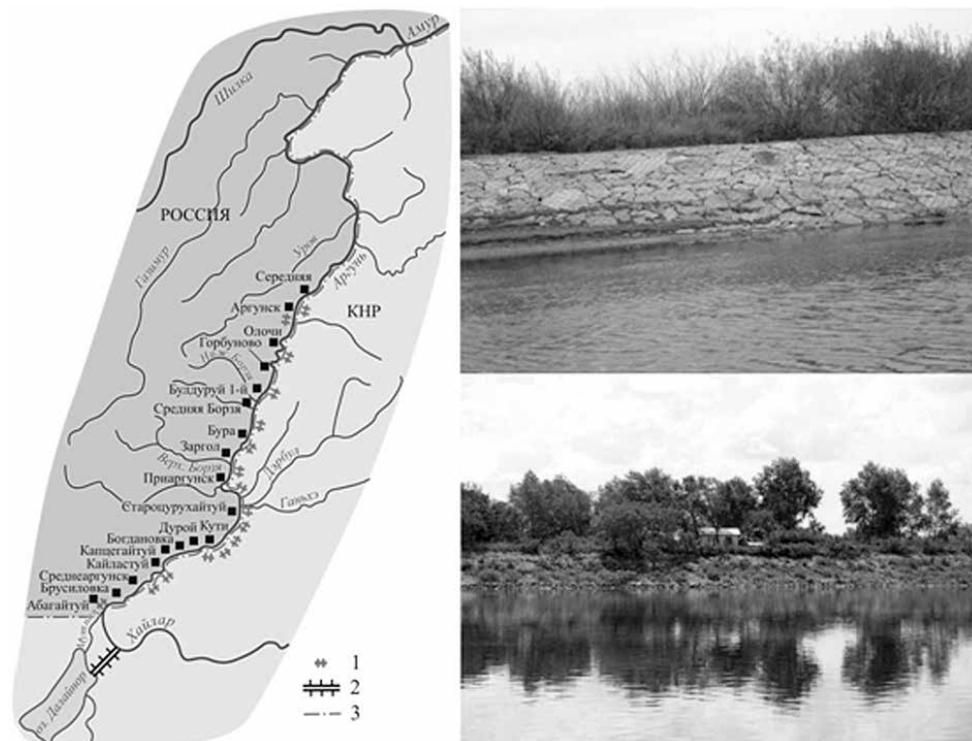
При этом китайская сторона, обезопасив на пограничных участках свои территории, начинает уже предъявлять и политические требования. На прошедшем в декабре 2008 г в Пекине заседании совместной российско-китайской комиссии по государственной границе китайская сторона проинформировала, что ими выявлен еще целый ряд участков, где положение основного русла сместилось, по их мнению, относительно существующей линии государственной границы, и поставила вопрос о пересмотре ее положения.



**Рис. 5.** Переформирования русла Аргуни: А – между селами Усть-Нарынский и Среднеаргунск; Б – в районе с. Кайластуй; В – в районе с. Староцурухайтуй. 1 – положение гос. границы; 2 – отошедшие к КНР территории (Завадский, Зима, 2011).

Проведенные в МГУ им. М.В. Ломоносова исследования по анализу и прогнозу развития русла Амура, Аргуни и Усури также позволили выявить такие неустойчивые участки, в пределах которых направленные деформации уже привели или могут привести к значительным русловым перестройкам, что в дальнейшем может стать

основанием для демаркации государственной границы. При этом суммарная площадь спорных территорий может составить порядка 350 км<sup>2</sup>. Основные из них приведены в табл. 3. В настоящее время для каждого из выделенных в бассейне Амура проблемных участков определены современные темпы и направленность развития русловых деформаций, дан прогноз развития русла на ближайшие 25–30 лет и предложены предварительные виды инженерных мероприятий по стабилизации русла.



**Рис. 6.** Схема реки Аргунь (среднее и нижнее течение): 1 – участки расположения берегозащитных дамб; 2 – строящийся канал р. Хайлар-оз. Далайнор; 3 – положение гос. границы. На фото – защищенные бутовой кладкой и каменной наброской берега со стороны КНР.

**Таблица 3.** Наиболее проблемные участки на пограничных реках бассейна Амура.

Река	Участок русла (местоположение)	Проблемные территории	Площадь возможных территориальных потерь РФ
Аргунь	пос. Капцагайтуй	пойменный массив	9 км <sup>2</sup>
Аргунь	пос. Заргол	пойменный массив	7 км <sup>2</sup>

Аргунь	пос. Аргунск	пойменный массив	5 км <sup>2</sup>
Амур	пос. Красноорловка	о.Крестьянский	2 км <sup>2</sup>
Амур	пос. Журавлевка	о. Журавлевский	35 км <sup>2</sup>
Амур	пос. Нагибово	о-ва Максимкин, Быкова	4 км <sup>2</sup>
Амур	прот. Венцелевская	о-ва Муравьевские, Средний	46 км <sup>2</sup>
Амур	прот. Пропаристая	о-ва Черемуховый, Большая Коса	10 км <sup>2</sup>
Амур	устье р. Сунгари	о-ва Круглый, Кислинский и др.	98 км <sup>2</sup>
Амур	прот. Лесная	о-ва Близнецы, Лесной, Круглый	8 км <sup>2</sup>
Амур	прот. Головинская, Мосалевская	о-ва Попов, Савельев, Мосалев, Кит	16 км <sup>2</sup>
Амур	прот. Сахалинская	о. Сахалин	6 км <sup>2</sup>
Амур	прот. Еврасиха, Луговая	о-ва Еврасиха, Нижнепетровский, Луговойской	26 км <sup>2</sup>
Амур	о. Малайкин	о. Малайкин	1,5 км <sup>2</sup>
Уссури	прот. Невельская	о-ва Невельские	8 км <sup>2</sup>
Уссури	прот. Киселевская	о. Киселевский	11 км <sup>2</sup>
Уссури	прот. Сахалинская	о. Сахалинский	4 км <sup>2</sup>
Уссури	о. Шереметьевский	о.Шереметьевский	6 км <sup>2</sup>
Уссури	о. Кутузов	о-ва Кутузов, Былков	16 км <sup>2</sup>
Уссури	о. Зарубинский	о. Зарубинский	3 км <sup>2</sup>
Уссури	о-ва Составной, Азимутный, Ивовый	о-ва Составной, Азимутный, Ивовый	3 км <sup>2</sup>
Уссури	залив Тарташевский	пойменный массив	2 км <sup>2</sup>
Уссури	излучина Большой Кривун	пойменный массив	1,5 км <sup>2</sup>
Уссури	пос. Тунхуацунь	пойменный массив	1 км <sup>2</sup>

### Литература

- Федеральное агентство по обустройству государственной границы Российской Федерации // Справочная информация // <http://www.rosgranitsa.ru>
- Завадский А.С., Иванов В.В., Чалов Р.С., 2010. Геополитические аспекты русловых процессов // Водное хозяйство России. №6.
- Чалов Р.С., Чернов А.В., 2000. Проблемы развития русла Амура в районе Амуро-Уссурийского водного узла // География и природные ресурсы. №4.
- Гусев М.Н., Завадский А.С., Иванов В.В., Махинов А.Н., Чалов Р.С., 2010. Современные антропогенные трансформации руслового режима Амура и рек его бассейна // Эрозионные и русловые процессы: сборник трудов. М.: МАКС Пресс. Вып. 5.
- Завадский А.С., Зима Ю.В., 2011. Естественные и антропогенные изменения русла реки Аргунь (в свете ее пограничного положения) // Водное хозяйство России.. №4.

## THE ROLE OF WŁOCŁAWEK RESERVOIR IN THE FLUVIAL PROCESSES OF THE LOWER VISTULA RIVER

### РОЛЬ ВОДОХРАНИЛИЩА ВО ВЛОЦЛАВЕКЕ В РЕЧНЫХ ПРОЦЕССАХ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ ВИСЛЫ

M. Banach

*Pomeranian University in Slupsk, Poland*

#### РЕЗЮМЕ

Статья является синтезом знаний о ходе береговых и седиментационных процессов на поднятом плотиной во Влоцлавке отрезке нижнего течения реки Висла. В статье представлено различное протекание эрозийно-аккумуляционных процессов в искусственном водохранилище по сравнению с процессами в реке с естественным падением уровня воды. Представлены геоморфологические стадии развития водохранилища.

#### Introduction

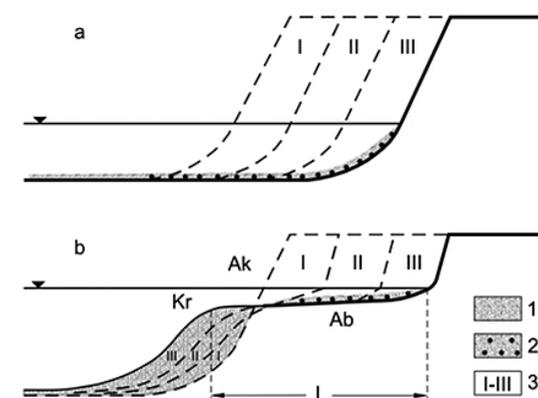
The following paper was written in relation to the field work session of the International Geomorphological Workshops which took place on May 24<sup>th</sup>, 2011 on the right bank of the Vistula river in Dobrzyń. The river was lifted 41 years ago by the water barrage in Włocławek. The paper mainly covers the changes in sediment and bank processes during the entire time of reservoir functioning. The field research on transformation of banks were carried out systematically within the first 25 years after the river was lifted and only occasionally later on.

The number and types of technical structures on the lower Vistula (below the Bug river outlet) vary. At present there are no longer reaches that would develop freely on the flood plain level. Apart from the reaches of the river valley floor narrowings the river channel is limited by levees preventing flooding of adjacent cultivated areas and centuries old settlements covering vast areas of the flood plain. In terms of human interference level in the channel processes Z. Babiński (1992) divided lower Vistula into four reaches: 1) unregulated, above Włocławek Reservoir; 2) Włocławek Reservoir; 3) under regulation, from the water-lifting barrage in Włocławek to Tażyna outlet; 4) regulated, below Tażyna sea outlet.

Before human interference in the fluvial processes the Vistula river was, in terms of morphodynamics, “a braided river with its channel width ranging from 400 to 1800 m (600–800 m on average) with a large number of central and lateral bars and plateaus” (Babiński, 1990, p. 98) At present, the Vistula is no longer such a river even within the reach above the backwater of Włocławek reservoir, which is generally thought by the researchers to be a natural and wild fragment of the river – rare in Europe. The said reach is partially regulated. In the last thirty years the river developed new, forced channel geometry.

#### Transformation of bank zone after river-lifting

Before the Włocławek dam lifted water in the Vistula (1968–1970) its banks were partially developed into a system of dikes. The changes in erosion-denudation basis of the Vistula due to water lifting marked the beginning of the so called reservoir stage of bank zone erosion on higher altitudes (increased by 11.3 m on the barrage and 2.5 m in Plock). After the reservoir was formed a change in the main bank process followed – the lateral erosion of the Vistula was replaced by abrasion caused by wind-forced waves on larger water surfaces (70 km<sup>2</sup> with volume of 0.4 km<sup>3</sup>). The wave factor proved to be much stronger, particularly in the first several years after river-lifting. General character of bank development, in its crosswise profile after water lifting, involves rinsing out the slopes by the breakers (surfs) and their back movement. Simultaneously, gradual shallowing of the underwater segment of banks took place – forming bank platforms (shallows). The destructive factor here are the breakers while sediments are transported by near-bank currents caused by wind-induced waves. It appears to be a periodic process. The cross-section profile of the river-bank erosion is always concave and its inclination angle does not change. The profile of the abrasive bank is always concave-convex and at times its inclination angle decreases due to the extending width of the near-bank shallows, which guarantees a decrease in the process intensity in time (pic. 1; Banach, 1998). The width of the bank platform (abrasion-accumulative deposit) ranges from dozen or so to 100 or more meters. The widest are located in the middle, limnic reach; wider on its left lower bank. Within the 3.4 km long reach in Dobrzyń its mean value amounts to 54.5 m width and 3.5° inclination. On the opposite, low bank in Dobiengiewo the parameters are 54 m and 4.2°. On the backwater reach and near the barrage the platforms are narrower and more steep (Banach, 1994).



**Pic. 1.** Scheme of erosive bank slope profile: a – erosive, b – abrasive. Near-bank alluvia: 1 – fine-grained, 2 – coarse-grained (residuum), 3 – stages of bank recession: parts of the coastal platform (I): Ak – accumulative, Ab – abrasive, Kr – edge.

Intensive abrasion affected the right deep-water bank, once erosive and lithologically diverse. With the average height of 3.5 m. Within 39 years (1970–2009) the bank retracted by mean 25 m and ranged from 3 to 60 m. At the time the amount of washed deposits for 1 m of the bank amounted

to 125 m<sup>3</sup> with fluctuation ranging from 4 to 850 m<sup>3</sup>. The left bank, almost entirely lithologically homogeneous, with its mean height of approximately 1 m, retracted by 17 m and ranged from 11 to 48 m. The amount of washed deposits for 1 m of the bank amounted to 18 m<sup>3</sup> and ranged between 4 and 90 m<sup>3</sup>. Higher banks correspond to higher cubic capacity of washed deposits.

The intensity of abrasion was diverse in terms of space and time. The most intensive abrasion affected the banks on the middle reach of the reservoir. Its intensity gradually decreases upwards and slightly so near the barrage. The above-mentioned phenomenon takes place due to diverse hydrodynamic-overall waving energy of the discussed reaches. The diversity of the abrasion process within the distinguished parts depends on lithology and shape of the banks; the thicker the grain of sediments, the lower the effect of waves. The most abraded are the windward headlands of bays (Banach, 1994). Vegetation appears to delay the process of banks degradation, especially the lower ones. After the intensive development of abrasion during the initial period following the lifting the process loses its momentum (Banach, 1998). On the low banks near the shallows the stage of intensive degradation is milder and delayed. Currently, abrasion still affects approximately 68% of banks, bays excluded. After the lifting the right bank was abraded in 95%. Currently, the value reduced to approximately 75%. At present, the abrasion of the left bank is more intensive which appears to be a characteristic element of the phenomenon and is caused by differences in geological structure of both banks. On the abrasive part of the shallows near the left bank there is no dense rock mantle residuum after washing out the moraine loam, which is present in abundance on the right bank. It is on this residuum that waves lose their energy. The left, low bank is additionally subjected to sporadic ice exaration – pushing off by the ice cap (Banach, 1988, 1994; Gierszewski, 1988).

The development of the bank in longitudinal section, as far as plan is concerned, indicates an initial diversification followed by gradual evening out of the bank. The macroelements of the right bank shore line arising from the geological conditions are convexities – headlands of miocene anticlines and dents of miocene synclines. After the lifting the said elements have not changed. The convexities have been abraded more intensively than dents. It was the abrasive stage of bank being evened out. After the initial “straightening” and shallowing of the bank relief gradual sediment migration takes place and minor accumulative bank deposits are developed. Any bank convexities are abraded and sediments are deposited on their leeward sides and at bays. It is the abrasive-accumulative stage of evening out the bank. After several years minor bays were entirely filled out by sediments and transport along the banks continued unobstructed on increasingly longer reaches. The bays at which all the sediments transported along the bank are deposited constitute natural borderlines of self-contained independent lithodynamic reaches. The gradual increase of their lengths increases the speed of surface development of accumulative deposits at bays. The accumulative banks constitute at present 5% of the entire banks.

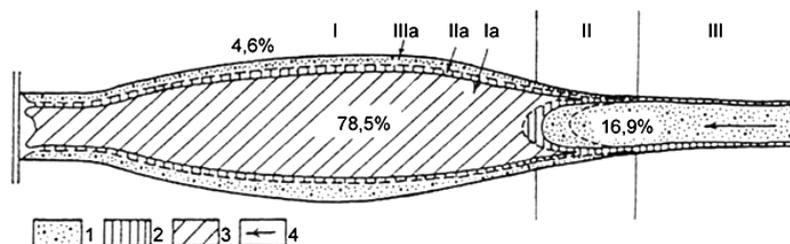
### Sediment accumulation in Włocławek Reservoir

The mean annual flow of the Vistula within the reservoir reach ranged from 677 to 1194 m<sup>3</sup>\*s<sup>-1</sup>, the water surface slope amounted to 0.191‰ and the fluctuation of water stages was 6 m (Glazik, 1978). Due to the above hydrodynamic parameters medium and thick sands and gravel were transported over the bottom. The material accumulated at the shallows was finer than in the current (Materiał..., 1954). After the river was lifted by 11.3 m a flow-through reservoir

of the valley was formed. Its average annual amplitude of water surface level fluctuation in the years 1971–2010 was six times lower and amounted to 100 cm. The water surface slope between Plock and Włocławek (the barrage) is currently forty times smaller and amounts 0.0049‰. The full exchange of water in the reservoir (0.4 km<sup>3</sup>) at the annual mean inflow (903 m<sup>3</sup>\*s<sup>-1</sup>) takes 5.2 days and at the time of floods (5000 m<sup>3</sup>\*s<sup>-1</sup>) approximately one day.

The extent and character of the reservoir bottom sediments is conditioned by its hydrodynamics. The highest hydrodynamic activity is represented by the bank zone and the upper backwater part of the reservoir (i.e. the reach of sudden brake of the water surface, where bed load is accumulated over the bottom). The bank zone appears to be analogue to the hydro- and lithodynamics of the reservoir in the longitudinal section. The third upper reach where the backwater is petering out corresponds to the bank platform zone (the shallow) (IIIa) (pic. 2). The sediments in the backwater are better sorted, transported in one direction along the river flow course. The granulometry as well as sorting out of the sediments on the platform is more diverse, mainly due to their multidirectional migration in time. The second reach (transitory, delta extending) corresponds to the slope of the bank platform. The sediments are finer, less sorted out, transported in one direction. The higher the inflow into the reservoir, the farther the channel facies sediments are transported. Moreover, the greater the intensity of rippling, the coarser sediments find their way to the platform slope, to IIa zone. Jointly the two reaches and both zones constitute 35.5% of the reservoir surface area, including the banks, which constitute only 3%. The volume of sediments accumulated in both reaches (III and II) amounts to 16.9% and in the bank zone (zone IIIa and IIa) 4.6%. The coarse sand-gravel sediments constitute more than 21.5% of total accumulation in the reservoir. The lower and the middle part of the reservoir (reach I and zone Ia) are fed by bed load transported in current and off-bank. The sediments are homogeneous on nearly entire surface (45.32) and constitute over 78% of total accumulation. Despite high discharge of the reservoir and, in consequence, low suspension accumulation index of 48% (Brański, Dąbkowski, 1997), there is 4.6 times more suspension than bedload (cubic capacity) intercepted entirely in the delta. The summary annual sedimentation in the reservoir ranges from 1.4 to 4 mln m<sup>3</sup> (Procesy..., 1988). The mean value from the period under discussion is estimated to 2 mln m<sup>3</sup> (Grześ, 1983; Banach, 1993, 2002).

The highest rate of sedimentation occurs within the delta and at the bank zone. After nine years since the lifting fluvial deposit bars occurred, which thickness was estimated to 4.5 m (Śliwiński, 1979). Along the intensively degraded reaches, at the point of bank zone platform slope the thickness exceeded 2 m, and at some bays it reached up to 7 m (after 20 years). The annual rate of accumulation at the bank zone amounts to 5–10 cm while in the open reservoir and below the delta front 3–4 cm (Banach, 2002). In other reservoirs in Poland the accumulation rate is diverse and ranges from 0.6–0.8 cm a year in the Sudety mountains (Jahn, 1968) to 11 cm on Rożnowski Reservoir in the Karpaty mountains (Wiśniewski, 1969). The reservoirs of the higher cascade of the Volga river are being silted up at the rate of 0.17–0.25 cm\*year<sup>-1</sup> (Ziminova, 1978). Every year the capacity of Włocławek Reservoir decreases by 0.5% and so the intensity of accumulation drops. Due to the accumulation of clastic bedload in the reservoir the erosion of the channel bed and banks below the dam intensified. The process is continuous but its intensity in time and space varies. After 38 years the channel bed within the reach below the dam lowered by almost 4 m and the front of the erosion zone covered almost 42 km (Babiński, 2009).



**Fig. 2.** Schem of sediment accumulation as illustrated by the example of Włocławek Reservoir (Banach, 2002): 1 – coarse sand, 2 – fine-grained sands and silt, 3 – mud (dust), 4 – direction of water flow: I-III (Ia-IIIa) – hydrolithodynamic sections (zones).

The ice layer on the river occurs earlier than before the lifting and expands upwards the dam. The Vistula above the reservoir is braided and thus it “produces” much slush ice. It flows down the river and forms ice discs, which pile up at the verge of the compact ice layer, are crammed and make their way under the cap, forming a slush ice jam. The higher the discharge of the river, the farther in the reservoir the said slush-ice barrier occurs. If the hydrological and meteorological conditions are appropriate it increases the water stages and may cause floods above it. Such situation took place in January 1982 when 144 mln m<sup>3</sup> of slush ice accumulated in the reservoir, which constituted over 36% of its total capacity (Grześ, Banach, 1983). Such extreme occurrences are the cause of disturbances in the continuity of sedimentation processes within and above the jams. For years, in the upper part of the backwater area (above Płock) slush ice weirs have been installed almost every year in order to prevent the formation of jams on the shallows of the delta below Płock.

## Conclusions

In the process of bank zone development on the lifted reaches of the river one may distinguish 3 stadia: banks development, stabilization and dying out (Širkov at al., 1992). The borderlines between them are clear. The first stage of Włocławek Reservoir was nearly complete after ten or so years when the stabilization stage begun, which is not tantamount with complete stability and constancy. The following arguments appear to support the claim:

1. Apparent drop in sediments supply from the banks, from the annual 0.27 mln m<sup>3</sup> in the first ten years to 0.14 mln m<sup>3</sup> in the years 1981–1985 (Banach, 2002) and 0.04 mln m<sup>3</sup> at present.
2. The decrease of the recession rate of cliffs and colluvia dynamics of the constantly active landslides (Banach, 1989).
3. Minor changes in the parameters of the near-bank platforms and the outline of the bank accumulative deposits.
4. The increase of the surface area of water vegetation on the platforms and the entrance of vegetation onto the surface of cliffs.
5. Intensive development of a mollusc – zebra mussel (*Dreissena polymorpha*) at the slope of the bank platform, which requires stable ground.

Time necessary for completion of the stadia depends on the parameters of the water body and water stages fluctuation; the bigger the water body and the higher amplitude of water stages

fluctuation, the longer each stadium takes. The reservoir under study is an example of a medium size water body (70 km<sup>2</sup>) with relatively small ( $\leq 1$  m) and irregular annual water stages fluctuation, which is the reason why after merely ten or so years the basic outline of the bank zone was already established. The following stadium will last 3–5 times longer. The bank wave processes will become a secondary factor for the further evolution of the bank zone. The banks will become a domain of slope movements, erosion and ablation, and the near-bank areas are expected to be dominated by biological processes – higher aquatic vegetation will enter the platforms. The delta of transported bedload, if not deepened, will relocate ten or so kilometres towards the dam.

## References

- Babiński Z., 1990. Charakterystyka równiny zalewowej dolnej Wisły, *Przeł. Geogr.*, 62, 1–2, pp. 95–120.
- Babiński Z., 1992. Współczesne procesy korytowe Dolnej Wisły, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, no. 157, p. 171.
- Babiński Z., 2009. Historia i perspektywy rozwoju koryta dolnej Wisły na tle zagospodarowania dna doliny, [w:] *Promotio Geographica Bydgosiensia*, IV, Wyd. Uniw. of Kazimierz Wielki University in Bydgoszcz, pp. 17–32.
- Banach M., 1988. Główne procesy a osady w strefie brzegowej zbiornika Włocławek, *Przeł. Geogr.*, 60, 3, pp. 267–299.
- Banach M., 1989. Dynamics of the Włocławek reservoirs banks, *Revue Roumaine Geol., Geophys., Geogr., Geographic*, 23, pp. 67–73.
- Banach M., 1993. Sedymentacja w zbiorniku Włocławek a wyrównywanie linii brzegowej, *Czas. Geogr.*, 3-4, pp. 285–306.
- Banach M., 1994. Morfodynamika strefy brzegowej zbiornika Włocławek, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, no. 161, p. 180.
- Banach M., 1998. Dynamika brzegów dolnej Wisły, *Dokum. Geogr. IGiPZ PAN* 9, Wyd. Continuo, p. 76.
- Banach M., 2002. Zbiornik Włocławek jako basen sedymentacyjny Wisły, *Zeszyty Naukowe WSHE*, t. X, pp. 69–90.
- Brański I., Dąbkowski S.L., 1976. Uwagi o prognozowaniu zamulania zbiorników wodnych na rzekach nizinnych, *Arch. Hydrotech.*, 23, 3, pp. 375–392.
- Gierszewski P., 1988. Zmiany brzegów wywołane termicznymi ruchami lodu na przykładzie zbiornika Włocławskiego, *Przeł. Geogr.*, 60, 4, pp. 657–674.
- Głazik R., 1978. Wpływ zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku na zmiany stosunków wodnych w dolinie, *Dokum. Geogr.*, 2–3, pp. 119.
- Grześ M., 1983. Niektóre problemy stopnia wodnego „Włocławek” i jego zbiornika, *Czas. Geogr.*, 54, 4, pp. 439–457.
- Grześ M., Banach M., 1983. Powódź zatorowa na Wiśle w styczniu 1982 roku, *Przeł. Geogr.*, 55, 1, pp. 91–113.
- Jahn A., 1968. Geomorfologiczne wnioski z obserwacji dna jeziora zaporowego, *Czas. Geogr.*, 39, 2, pp. 117–123.

„Materiał wleczony i unoszony w korycie Wisły”, 1954, Praca PiHM, z. 33, pp. 79.

„Procesy sedymentacyjne w zbiorniku Włocławek”, 1988, Maszynopis w CBSiPBW „Hydroprojekt” o. Włocławek.

Širokov V.M., Lopuch P.S., Levkevič V.E., 1992. Formirovanie beregov malych vodochranilišč lesnoj zony, Gidrometeoizdat, Sankt-Petersburg, p. 124.

Śliwiński W., 1979. Stopień wodny „Włocławek” – procesy sedymentacyjne w zbiorniku, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 3, pp. 1–4.

Wiśniewski B., 1969. Zamulanie zbiorników zaporowych w Polsce oraz próba jego prognozy na podstawie intensywności denudacji, Arch. Hydrotech., 16, 4, pp. 481–504.

Ziminova N.A., 1978. Bilans vzvešenno veščestva v Volžskich vodochraniliščach [w:] Kompleksnyje issledovani vodochranilišč, 4, Izd. Moskovskogo Univ., pp. 80–86.

## ASSESSMENT OF RIVER BED FORMING PROCESSES OF THE LATORITSA RIVER BASED ON RESULTS OF COMPLEX HYDROMORPHOLOGICAL RESEARCH

### ОЦЕНКА ПРОЦЕССОВ РУСЛОФОРМИРОВАНИЯ Р. ЛАТОРИЦА НА ОСНОВЕ РЕЗУЛЬТАТОВ КОМПЛЕКСНЫХ ГИДРОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

A. Obodovskiy, V. Onyschuk, Z. Rozlach, O. Konovalenko

Taras Shevchenko National University of Kyiv, Ukraine

#### Abstract

Based on the field investigations and theoretical approaches according to European Union Water Framework Directive the assessment of hydromorphological state of Latoritsa River basin was conducted. It allowed for determining the extent of channel stability at representational reaches of the rivers under study. Several channel types were distinguished based on selected hydromorphological indicators.

В последние годы учёными Киевского национального университета имени Тараса Шевченко были проведены детальные исследования гидроморфологического состояния рек бассейнов Ужа (Ободовський та ін., 2007) и Припяти (Ободовський та ін., 2008), а также некоторых рек бассейна Латорицы (Ободовський та ін., 2009).

Эти исследования были завершены новыми рекомендациями относительно поддержания, сохранения и улучшения гидроморфологического состояния рек и предложениями касательно оптимального компонования дамб обвалования, и научными обоснованиями управленческих решений в контексте противопаводковой защиты русло-пойменного комплекса.

Важной составляющей методики гидроморфологической оценки рек, является исследование процессов руслоформирования. В методическом отношении суть этих исследований заключается в следующем.

Среди динамических показателей, которые, прежде всего, обуславливают проявление русловых процессов на реках и в частности на горных водотоках, необходимо выделить руслоформирующие расходы воды (Ободовський та ін., 1996). Для большинства горных речных водных объектов максимальная транспортирующая способность потока может наблюдаться во время прохождения расходов воды и наносов в пределах береговых бровок. Кроме того, на ряде участков русел в горной части рек является правомерной фиксация и оценка для последующих русловых расчётов несколько меньшего уровня структурной самоорганизации гидродинамической системы «поток-русло» (далее ГДСп-р), так называемого bankfull (Rosgen, 1996). Во время прохождения паводка в пределах чётко выраженных бровок имеет место периодическое вхождение системы «поток-русло» в

состояние динамического равновесия. Это когда происходит проявление лишь обратимых русловых деформаций в виде непрерывно-дискретного транспорта наносов. То есть происходит транзитное перемещение взвешенных наносов и их транспорт в виде структурных форм (гряды, побочни, осередки) донных подвижных наносов.

Для предгорных участков рек (с продольным уклоном ложа русла меньшим 0,01) уровень воды при bankfull, как правило, совпадает с уровнем наполнения русла в бровках. Поэтому, с методической точки зрения более правомерным является выполнение сравнительного анализа процессов руслоформирования при уровне воды bankfull.

Для условий прохождения руслонаполняющего расхода следует относить определение всех необходимых морфометрических и динамических показателей системы «поток-русло». Среди них, таковыми, которые наиболее оптимально характеризуют состояние указанной системы являются следующие:

а) морфометрические:

- ширина русла,  $B$ , м;
- средняя глубина сечения русла,  $h_{cp}$ , м;
- параметр расплываемости потока,  $B/h_{cp}$ ;
- площадь поперечного сечения русла,  $W$ , м<sup>2</sup>;

б) динамические:

- уклон водной поверхности, ‰;
- средняя скорость потока,  $V_{cp}$ , м/с;
- расход воды (собственно bankfull),  $Q_b$ , м<sup>3</sup>/с;
- число Фруда,  $Fr = V/(gh)^{0,5}$ ;
- мощность потока,  $pgQJ$ ;
- удельная мощность потока,  $pgqJ$ .

Морфометрические показатели русла, приведённые выше, определяются (измеряются) для характерных створов и должны соотноситься с уровнями прохождения bankfull.

Динамические параметры русла либо измеряются (уклон), либо рассчитываются (все иные показатели).

Что касается определения средней скорости руслового потока (при bankfull), то для горных рек руслоформирующий поток можно считать плоским, а значение характерных скоростей правомерно рассчитывать по формулам В.Н. Гончарова (Гончаров, 1962).

Показательным с точки зрения оценки динамической системы «поток-русло» является число Фруда, которое отображает состояние бурности потока и его энергетическую сущность. В качестве энергетических показателей можно использовать также среднюю скорость потока и его удельную мощность. Они чётко коррелируют с уклоном реки и её модулем стока (при bankfull). Вместе с тем показатель расплываемости русла  $B/h_{cp}$  в основном обратно пропорционален вышеприведённым энергетическим показателям, что свидетельствует о большей концентрации потока в стеснённых руслах (порожисто-водопадные и русла с неразвитыми формами). Таким образом, показатель  $B/h_{cp}$  достаточно чётко характеризует степени концентрации энергии потока.

Процессы руслоформирования рек в конечном виде выражаются формой русла и его типом. Кроме динамических показателей, представленных руслоформирующими расходами воды (то есть факторами стока рек), которые обуславливают транспорт и формирование состава наносов на водосборе, необходимо учитывать структуру геолого-геоморфологического строения в долинах рек, которая является пассивным фактором в руслоформировании и направлена на «реактивную» реакцию действия потока. При этом поток всё же является доминирующим фактором, который обуславливает характер развития и интенсивность проявления русловых деформаций.

Тесное взаимодействие факторов процессов руслоформирования определяет гидроморфологическое состояние русел и пойм рек.

Исследования гидроморфологического состояния рек украинской части бассейна позволили оконтурить общую схему формирования руслового режима основных рек в данном бассейне:

Активное поступление, размыв и перемещение наносов в верховьях рек, которые находятся в горных условиях формирования однорукавных (порожисто-водопадных) русел практически при полном отсутствии пойм (превалирование эрозионных процессов на водосборах, активный транспорт глыбовых и галечно-глыбовых наносов). Условия, как правило, близки к референционным.

Наличие эрозионно-аккумулятивных процессов с превалированием транспорта транзитных наносов в условиях низкогогорья, формирование разветвлённых русел (с развитыми аллювиальными формами) при нешироких поймах на фоне ограниченного меандрирования (превалирование эрозии и оползней на водосборе, которые активизируются антропогенными факторами). Слабо видоизменённые участки русел рек и пойм.

Преобладание аккумулятивных процессов на фоне многорукавных и меандрирующих русел в нижнем течении большинства водотоков в условиях возвышенного рельефа (затухание эрозионных процессов на водосборе, активное хозяйственное использование прилегающих территорий). Русло-пойменный комплекс средне- и сильно изменённый.

Приведённая система позволяет проводить обоснование распространения типов русел рек. Типизацию русел рек предлагается выполнять с использованием классификации речных русел по характеру русловых переформирований и их морфологическим проявлениям (Чалов, 1980), с использованием представлений, предложенных в работе (Розовский, 1976).

Как анализ состава наносов, так и общая оценка процессов руслоформирования с определением типов русел гармонично дополняет методические подходы по комплексной гидроморфологической оценке речных водных объектов. Не смотря на то, что в этом контексте отсутствуют бальные оценки класса, вместе с тем уточняются и обосновываются выполненные в основном на «качественном» уровне протокольные оценки гидроморфологического состояния рек. Кроме того, указанные блоки дают возможность более объективно обосновать систему гидроморфологического мониторинга и разработать мероприятия по сохранению и воссозданию хорошего гидроморфологического состоянию реки.

Довольно плотная мониторинговая сеть в виде участков обследования (УО), предложенная нами для рек бассейна Латорицы, даёт возможность проследить как качественные пространственные изменения руслового режима рек, так и количественные

характеристики русловой сети в данном бассейне. Действие совокупности природно-антропогенных факторов сублимируется в соответствующую структурную форму – тип русла. Тип русла можно определить не только на основании данных натурных обследований и исследования гидроморфологического состояния рек, но также и аналитическим путём при помощи критериальных зависимостей русловых процессов. В критериальные зависимости должны входить основные независимые параметры ГДС п-р, которые соответствуют руслоформирующим расходам воды и наносов (Ободовский, Ярошевич, 2006). Как правило, обратимые русловые деформации имеют место при прохождении расходов воды и наносов (паводков) в пределах русла. При этом наиболее характерным является состояние русла при динамическом равновесии ГДС п-р. Это состояние русла в интегрированном виде для каждого участка реки можно достаточно достоверно оценить по характеристикам системы при наполненности ёмкости в пределах бровок (bankfull). Такой методический подход ещё не приобрёл широкого использования в теории гидроморфологического анализа русловых процессов, за исключением посредственного учёта этой характеристики (такого уровня воды) при определении руслоформирующих расходов воды и в качестве виртуальной границы при оценке уровня (степени) взаимодействия между русловым и пойменным потоками.

С экологической точки зрения важно сохранение на как можно наивысшем качественном уровне природного (референционного) состояния реки. Оценивая мощность руслоформирующего потока ( $N = \rho g Q r_f I_0$ ) для ряда гидроморфологических створов русло-пойменного комплекса (ГМС) можно в процессе мониторинговых гидроморфологических исследований проследить динамику руслового режима, а также посредственно определить степень устойчивости ГДС п-р.

Таковыми интегрирующими показателями, на наш взгляд, являются мощность потока и показатель инвариантности  $\eta$  при такой энергии ГДС п-р.

В табл. 1 приведены измеренные и расчётные данные основных характеристик гидродинамической системы при bankfull для исследуемых участков обследования на реках бассейна Латорицы.

Расходы воды при bankfull для ДО 5–7 были вычислены по формуле Шези-Маннинга, а для других участков обследования, которые расположены на более высотных отметках, при помощи уравнения центроструйного руслоформирования (Ободовский, Онищук, 2005). Это уравнение имеет в своей структуре универсальный показатель  $k_e$ , который изменяется от 3,14 до 5,1, что не зависит от масштабного эффекта для любых водотоков. По этому уравнению расход воды вычисляется следующей формулой (Ободовский, Онищук, 2005):

$$Q = [k_e h_{cep} (gB)^{0,25} I^{0,125}]^2, \quad (1)$$

где  $k_e$  – коэффициент эргодичности единого эрозионно-аккумулятивного процесса, который изменяется от числа  $\pi = 3,14$  в начале формирования аллювиального русла до  $\pi\Phi = \Phi = 3,14 * 1.618 = 5,1$  в приустьевой области реки, где наблюдается ярко выраженное разветвление русла (многорукавное) русло, незавершённое меандрирование, блуждание русла и др.).

Нелинейность связи основных характеристик русла по этим уравнениям посредственно оценивает закономерное изменение типов русла от истока до устья, что является методологически важным в формировании эволюции сложных открытых динамических систем.

Значение мощностей потока на исследуемых участках, вычисленные по расходу  $Q_{br}$  дают возможность типизировать русла и, соответственно, последовательно вести контроль над изменениями вертикальных русловых деформаций.

На современном этапе развития теории русловых процессов наиболее универсальными показателями оценки относительной устойчивости ГДС п-р можно считать функциональные комплексы  $M_x = [h(gB)^{0,25} Q^{0,5}]$  К.В. Гришанина и  $\eta = M_x I^{0,125}$  И.Ф. Карасёва (Ободовский, Онищук, 2005).

Данные табл. 1 указывают, что параметр  $M_x$  более универсальный в отношении дискретной оценки степени устойчивости ГДС п-р и определения направленности русловых деформаций.

Для равнинных рек  $M_x$  изменяется в диапазоне от 0,75 до 1,05, что характеризует норму проявления свойств самоорганизации ГДС п-р в режиме сохранения динамического равновесия (то есть проявления лишь обратимых русловых переформирований). В противодействие устойчивости состояния ГДС п-р, значение  $M_x$  меньше чем 0,75 указывает на развитие необратимых русловых деформаций в виде размыва русла (р. Латорица – с. Ново Давыдково), а значения  $M_x$  больше 1,05 свидетельствуют о развитии процесса аккумуляции наносов как составляющей единого речного эрозионно-аккумулятивного процесса (УО 7 – р. Латорица – с. Соломоново и ДО 6 – р. Латорица – с. Малые Геевцы), что указывает на неадекватность оценки гидроморфологического состояния.

Для горных и предгорных участков рек значения  $M_x$  находятся в пределах от 0,45 до 0,65, что отвечает проявлению свойств самоорганизации ГДС п-р (Ободовский, Онищук, 2005). Все одиннадцать исследуемых участка крупноаллювиальных русел (табл. 1) характеризуются значениями  $M_x$  близкими к динамическому равновесию ГДС п-р.

В этом контексте следует также отметить, что значения  $M_x$  в диапазоне от 0,45 до 0,75 относятся к гравийным руслам, которых в наличии мало для анализа.

Показатель  $\eta = M_x I^{0,125}$  И.Ф. Карасёва является не только универсальным, но и инвариантным. Это свойство даёт возможность избежать масштабного эффекта при сопоставлении материальных объектов и использовать показатель  $\eta$  для гидроморфологического анализа любого водотока, в частности в формате устойчивости речных русел в следующем виде:

$$\eta = \frac{h_{pф} (gB_{pф})^{0,25}}{Q_{pф}^{0,5}} I^{0,125} = inv \quad (2)$$

Для горных рек Закарпатья и Прикарпатья, как и для равнинных, его числовые значения находятся в диапазоне от 0,18 до 0,32 при среднем  $\eta = 0,25$ . Усреднённые граничные значения соответствуют следующим типам русел, а именно: при  $\eta = 0,18$  имеем русловую многоруканность или блуждающее русло, а при  $\eta = 0,32$  – соответствует верховьям рек и канализованным участкам рек, где русло управляет потоком. Значения  $\eta$  в пределах от 0,21 до 0,295 соответствуют проявлению свойств самоорганизации ГДС п-р.

Судя по данным результатов расчётов (табл. 1) преобладающее большинство участков обследования относятся к эрозионной зоне (верховья рек). Довольно большие значения показателя  $\eta$  от 0,33 до 0,45 для УО № 5–7 можно объяснить развитием процесса врезания русла при наличии узкого водопропускного коридора между дамбами на фоне влияния геоморфологического фактора (наличие русловых суглинистых отложений в Закарпатской низменности). Для этих участков показатель  $M_x$  изменяется от 0,7 до 1,1, что указывает на неадекватность оценки процессов руслоформирования.

Показатель  $\eta$  адекватно характеризует продольный уклон реки от истока к устью. Оценка русловых деформаций по этим показателям особенно важна для системы ведения оперативного мониторинга управления русловыми процессами на существенно урбанизированных участках реки.

Подводя итоги к результатам выполненного анализа необходимо отметить следующее.

Наиболее ярко выраженная бурность потока приурочена к верховьям рек, которые расположены в горной местности.

Обобщающим этапом процессов руслоформирования является определение типов русел рек (рис. 1). Как следует из табл. 2, наибольшее распространение (более 40%) имеют русла с развитыми аллювиальными формами. Наименьшая доля принадлежит порожиисто-водопадным руслам (3,4%). Около 7% протяжённости русел занимают видоизменённые канализированные (одамбированные) русла.

Материалы исследований указывают, что существенные изменения гидроэкологического состояния участков происходят в местах искусственных ограничений – влияния мостовых переходов, обвалования русла с узким водопропускным коридором и др.

Приведённые в табл. 2 типы характеризуют определённые участки рек. Так, порожиисто-водопадные, с неразвитыми и в основном с развитыми аллювиальными формами принадлежат полугорным участкам. Свободно меандрирующие и канализированные (одамбированные) русла относятся к равнинным участкам рек. Выделенные типы русел характеризуют лишь саму Латорицу и некоторые её притоки. Картина будет полной, если будут приведены результаты исследования для всех притоков основной реки длиной свыше 10 км.

**Таблица 2.** Типы русел некоторых рек бассейна Латорицы.

№ п/п	Река	Длина, км	Тип русла									
			Порожиисто-водопадные		С неразвитыми аллювиальными формами		С развитыми аллювиальными формами		Свободное меандрирование		Канализированное (одамбированное)	
			км	%	км	%	км	%	км	%	км	%
1.	Латорица	146	1,2	0,8	18,2	12,6	68,8	47,8	39,6	27,3	15,9	11,1
2.	Жденявка	25	2,5	10	10	40	12,5	50	-	-	-	-
3.	Вича	38	4,1	10,8	30,3	79,7	3,6	9,47	-	-	-	-
4.	Свялявка	20	-	-	4,4	22,0	15,6	28	-	-	-	-
Всего		227	7,8	3,4	62,9	27,7	100	44,4	39,6	17,5	15,9	7,0

**Таблица 1.** Основные морфометрические и гидроморфодинамические характеристики русел рек в бассейне Латорицы на участках обследования сети гидроморфологического мониторинга.

Река-пункт	№ УО	Уклон реки на УО, м/км	Показатели ГДС п-р при bankfull												
			Ширина русла, м	Средняя глубина потока, м	$W=b \cdot h, m^2$	$R=W/h, m$	Коэффициент Шези С	Расход воды $Q_{br}, m^3/c$	Средняя скорость потока, м/с	$Ft=V/(gh)^{0,5}$	Мощность потока $pqQl$	B/h	$M_x$	$k_e$	$\eta$
Латорица – с.Латирка	1	38	5	0,6	3	0,52	-	10	3,3	1,36	37,28	8,3	0,5	3,14	0,33
Латорица – с.Подпозье	2	12,5	20,5	0,7	14,4	0,6	-	24,67	1,71	0,65	3,04	29,3	0,53	3,26	0,31
Латорица – с.Ганьковца	3	7,5	24	0,7	16,8	0,62	-	25,3	1,50	0,57	1,86	34,3	0,54	3,4	0,29
Латорица – сан. Карпаты	4	4,3	50	1,65	82,5	1,45	-	217,7	2,64	0,66	9,2	30,3	0,53	3,8	0,27
Латорица – с.Ново Давыдково	5	2,4	32	1,75	56	1,56	36	129	2,3	0,52	2,9	18,2	0,70	-	0,33
Латорица – с.Малые Геевцы	6	1	30	4,7	123	3,2	38	264	2,15	0,34	2,6	7,3	1,05	-	0,44
Латорица – с.Соломоново	7	0,95	30	4,3	129	3,2	38	270	2,1	0,33	2,5	7,0	1,09	-	0,45
Славка – с.Верхние Ворота	8	16	7	1	7	0,58	-	29,2	4,17	1,33	4,58	7	0,53	3,15	0,32
Жденявка – с.Ростоки	9	25	6,75	0,6	4	0,57	-	11,6	2,9	1,2	2,84	11	0,5	3,14	0,32
Жденявка – с.Жденёво	10	25	21	1	21	0,88	-	56,9	2,7	0,86	14	21	0,5	3,14	0,32
Вича – пгт.Воловец	11	25	28	0,85	23,8	0,77	-	47,16	1,98	0,68	11,6	32,9	0,50	3,15	0,32
Вича – ниже впадр.Ждымер	12	18	30	1,1	33	0,9	-	74,6	2,26	0,69	13,2	27,3	0,48	3,16	0,29
Ждымер – форелевое хозяйство	13	58	12,5	0,55	6,88	0,96	-	16,2	2,35	1	9,2	22,7	0,46	3,14	0,32
Свялявка – ниже с.Стройное	15	6,5	18	0,6	10,8	0,51	-	19,4	1,8	0,74	1,24	30	0,5	3,8	0,27

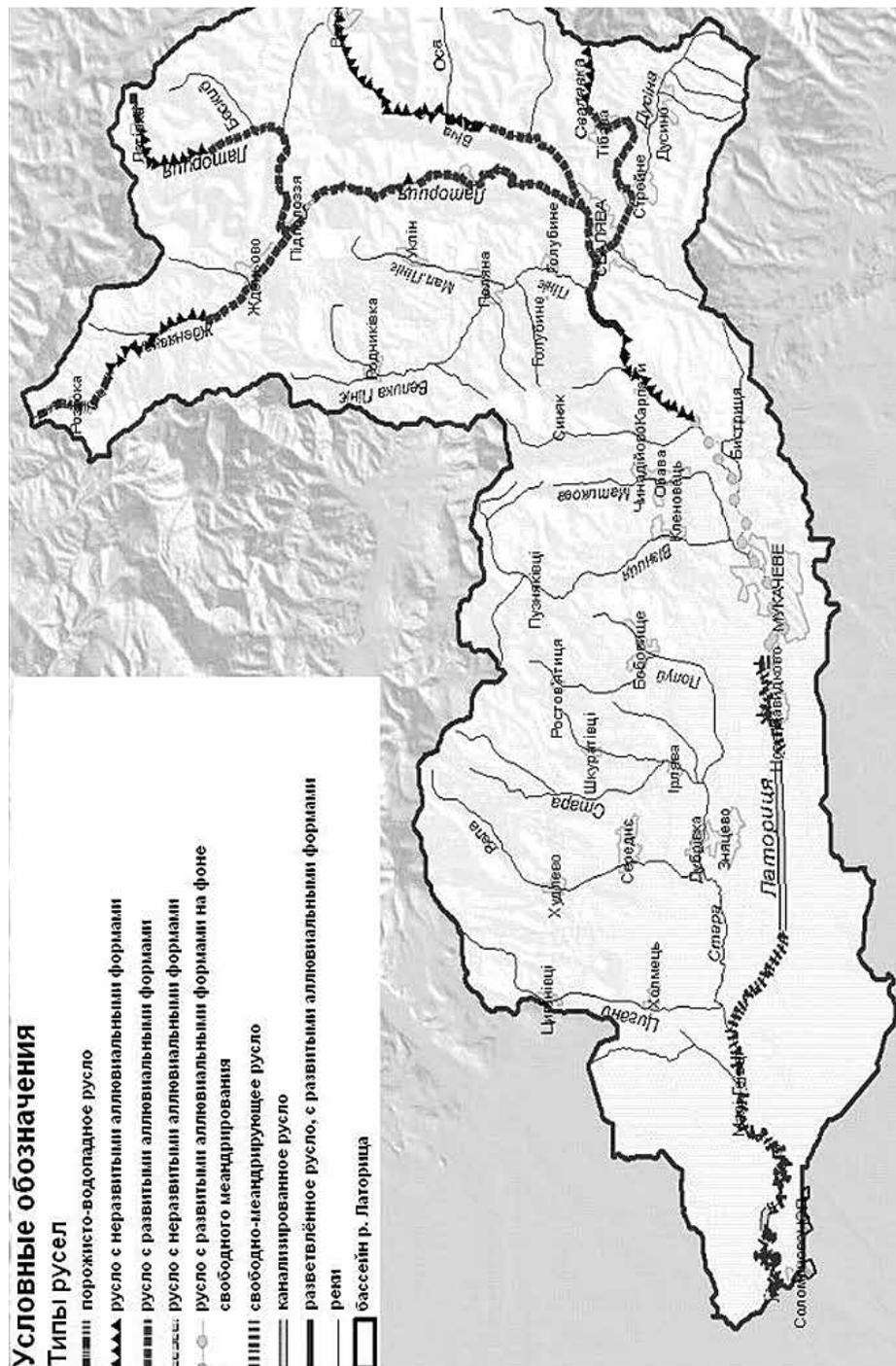


Рис. 1 Схема распространения типов русел р. Латорицы и некоторых её приток.

**Выводы**

На р. Латорица от истока до госграницы Украины со Словакией имеют место ряд участков, для которых не выполняются условия безопасного прохождения высоких паводков и в то же время это ухудшает гидроморфологическое состояние реки. Среди них можно выделить следующие участки: возле санатория Карпаты, выше по течению Латорицы от г. Мукачево, в г. Мукачево в нижней его части, ниже по течению от с. Н. Давыдково в районе спрямленного русла реки, а также возле старого автомобильного моста в г. Чоп.

Оценка гидроморфологической устойчивости по показателям мощности потока (общей или удельной) и инвариантности ГДСп-р η дают возможность в полной мере раскрыть суть процессов руслоформирования в контексте проявления действия центральной струи потока.

**Литература**

Ободовський О.Г., Онищук В.В., Коноваленко О.С., Розlach З.В., Ярошевич О.Є. та ін., 2007. Результати аналізу гідроморфологічної якості екорегіону Карпат на прикладі басейну Ужа // Матеріали науково-практичної конференції „Вода та довкілля” V Міжнародного Водного Форуму „AQUA UKRAINE-2007” / М-во охорони навколиш. природ. середовища України [та ін.]. – К., – С. 12–17.

Ободовский А.Г., Онищук В. В., Ярошевич А. С., Коноваленко О. С., Розlach З. В. и др., 2008. Гидроморфологическая оценка рек бассейна Припяти в контексте сохранения природного экологического состояния // Матеріали науково-практичної конференції „Вода та довкілля” VI Міжнародного Водного Форуму „AQUA UKRAINE-2008” / М-во охорони навколиш. природ. середовища України [та ін.]. – К., – С. 47–54.

Ободовський О.Г., Ярошевич О.Є., Коноваленко О.С., Розlach З.В., Онищук В.В., 2009. Гідроморфологічна оцінка річок басейну Латориці / Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. –Т. 16. – С. 49–64.

Ободовський О.Г., Онищук В.В., Коноваленко О.С., 2002. Руслоформуєчі витрати та класифікація паводків на гірських річках // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Географія. – Вип.48. – С. 42–47.

Rosgen D., 1996. Applied River morphology / D. Rosgen. – 2th edition. – Colorado : Wildland Hydrology, 440 p.

Гончаров В.Н., 1962. Динамика русловых потоков. К. : Гидрометеиздат, 366 с.

Чалов Р. С., 1980. О классификации речных русел. // Геоморфология, № 1. – С. 3–16.

Розовский И.Л., Базилевич В.А., Гайдученко В.М. и др. 1976. Русловые процессы на предгорных участках рек // Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда / Гл. упр. гидрометеорол. службы СССР. – Л., – Т. 10. – С. 115–121.

Ободовський О.Г., Ярошевич О.Є., 2006. Гідроморфологічна оцінка якості річок басейну Верхньої Тиси. – К.: Інтертехнодрук, – 70 с.

Ободовський О.Г., Онищук В. В., Розlach З. В., Яцюк М.В., 2005. Гідроекологічна безпека урбанізованих заплавної території у басейні р. Лімниця // Картографія та вища шк. – Вип. 10. – С. 140–147.

## ON RESULTS OF FLUVIAL PROCESSES RESEARCH IN THE KAMA RIVER BASIN

### О РЕЗУЛЬТАТАХ ИССЛЕДОВАНИЯ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ В БАССЕЙНЕ КАМЫ

N.N. Nazarov<sup>1</sup>, I.I. Rysin<sup>2</sup>, L.N. Petukhova<sup>2</sup>

1. Perm State University in Perm, Russia

2. Udmurt State University in Izhevsk, Russia

#### Abstract

The article presents broad analysis of channel processes in the tributaries of the Kama in the region of Perm Krai and Udmurtia. The study mainly involve the typology of Kama tributaries and their changes in the course of climatic changes and human activity. Some consideration was given to the research on the changes of channel morphometrics, including changes due to corresponding formation of bends. For the selected Kama tributaries trends were indicated in the course of flows intensity within the last 60–70 years. Marked increase in the flows of these rivers was identified, which results in constant changes in the channel processes and may lead to, among others, straightening of the channels.

#### Изученность руслоформирующих процессов

Первой работой, в которой была представлена морфодинамическая характеристика русел наиболее крупных рек Камского бассейна, стало исследование Р.С. Чалова и А.В. Чернова [29], посвященное его районированию по факторам и формам проявления русловых процессов. Районирование по факторам, условиям развития и формам проявления русловых процессов (распространению морфодинамических типов русел, данных о направленности и интенсивности русловых деформаций) было выполнено путем последовательного наложения на единую картографическую основу серии схем с частными районированиями: по водному режиму рек, по геолого-геоморфологическим условиям развития русловых деформаций, по руслоформирующим расходам, по распространению горных, полугорных и равнинных рек. Кроме того, авторами была учтена схема совмещенного гидрологического и физико-географического районирования Пермской области, выполненного ранее А.М. Комлевым и Е.А. Черных [4]. Корректировка границ районов при их незначительном несовпадении проводилась на основе использования данных по местным орографическим или другим естественным рубежам, природным зонам и т.д.

Позднее были опубликованы более подробные данные о распространении морфодинамических типов русел в регионе; выявлены места их основного развития

[30]. Как и в первом исследовании, объектами изучения стали, в основном, крупные реки Прикамья и их основные притоки. Картограммы распространения морфодинамических типов русел были подготовлены на основании результатов картографического анализа целого комплекса геолого-геоморфологических, гидрологических, гидрографических и некоторых других признаков, являющихся критериями отнесения речных русел к определенным классификационным группам.

С середины 1990-х гг. одновременно с мелкомасштабными исследованиями русловых процессов на реках Прикамья [1, 29] стали проводиться работы, направленные на получение детальной исходной информации о развитии русловых процессов в регионе. Их результаты послужили основой для осуществления морфодинамических обобщений о развитии горизонтальных деформаций на средних и сравнительно небольших реках региона [3, 10, 13, 17, 22].

Кроме традиционных картометрических исследований и вычислений составляющих морфодинамического анализа, работы включали в себя геоиндикационное дешифрирование аэрофотоснимков и визуальные обследования пойменно-русловых геосистем. Отличие и преимущество исследований данного вида – возможность получения совершенно иной информации о проявлениях русловых процессов, которую практически невозможно получить, используя для картографирования морфодинамических типов русел только топографические карты. К такой информации можно отнести геосистемную дифференциацию дна речной долины на пойму (низкую, среднюю, высокую) и низкие надпойменные террасы. Отсутствие на топографических картах любого масштаба прямых «подсказок» по идентификации элементов речной долины делает затруднительным качественное определение русел рек по принадлежности к широкопойменным, адаптированным или врезанным типам русел. Характер растительности (или ее отсутствие), состав русловых или пойменных отложений на выпуклых берегах излучин позволяет практически безошибочно классифицировать русло реки.

В соответствии с признаками (критериями) дифференциации русел на морфодинамические типы [7, 26] для всех рек Пермского края и Удмуртии, имеющих длину более 10 км, были определены основные количественные характеристики геоморфологических условий и плановых деформаций русла: – уклон русла, – относительный показатель развитости излучин (коэффициенты извилистости), – ширина пояса меандрирования, – коэффициент извилистости макроизлучин.

Особое место в этих исследованиях занял процесс выявления динамической устойчивости русла, который является основным показателем отнесения излучин к типу свободного, ограниченного развития или врезания. Для этого, используя дистанционные (дешифрирование аэрофотоснимков, аэровизуальные обследования) и полевые методы исследований, устанавливалось наличие горизонтальных смещений русла.

В качестве прямых признаков развития горизонтальных деформаций использовались результаты взаимоналожения разновременных аэрофотоматериалов или топокарт, фиксирующих местоположения зон размыва или аккумуляции. Как правило, для плановых сопоставлений отбирались материалы масштаба не мельче 1: 50 000 (обычно 1:10 000–1:25 000). При наличии аэрофотоматериалов лишь одного года залета геоиндикационное дешифрирование становилось основным приемом выявления направленности русловых

деформаций. Преобладание горизонтальной русловой составляющей определялось по наличию специфического набора прибрежных геосистем (пески, галечники, отсутствие растительности) поскольку известно, что формирование подобных морфологических образований происходит из-за наращивания прибрежных отмелей в результате накопления аллювия и смещения русла в направлении противоположного (размываемого) берега. Напротив, активность и преобладание вертикального вреза русла довольно точно фиксировались по наличию четко выраженных бровок русла по обоим берегам реки вне зависимости от степени развитости излучин.

Изучению интенсивности развития горизонтальных русловых деформаций в Пермском Прикамье посвящено сравнительно немного исследований. Одним из самых ранних упоминаний об интенсивности речной эрозии в северо-восточной части региона является работа Р.В. Крапивнера, И.Л. Зайонца и др. [1960, фондовые материалы]. В ней, в частности, сообщается, что основное русло р. Камы в районе г. Боровска в 1913 г. проходило по излучине, т.е. на 1,5 км восточнее его современного положения. Здесь же упоминается р. Колва, которая за 20 лет (1938–1958 гг.) у п. Покча смыла полосу берега шириной 20–30 м. Река Вишера около д. Березовая за 4 года смыла 15 м берега. Установлено также, что около 100 лет назад р. Вишера у д. Анниковская протекала в 3 км западнее своего современного положения.

В 1987 г. по результатам сравнительного дешифрирования аэрофотоснимков, были опубликованы данные о скорости бокового смещения русел рек Прикамья, с указанием целого ряда геоморфологических характеристик в точках измерений [11]. Особенности русловой эрозии в регионе нашли также отражение и в картографических материалах [21]. Авторами исследования в масштабе 1:4 000 000 представлены условия формирования русел в регионе, выделены их типы, определены скорости русловых деформаций.

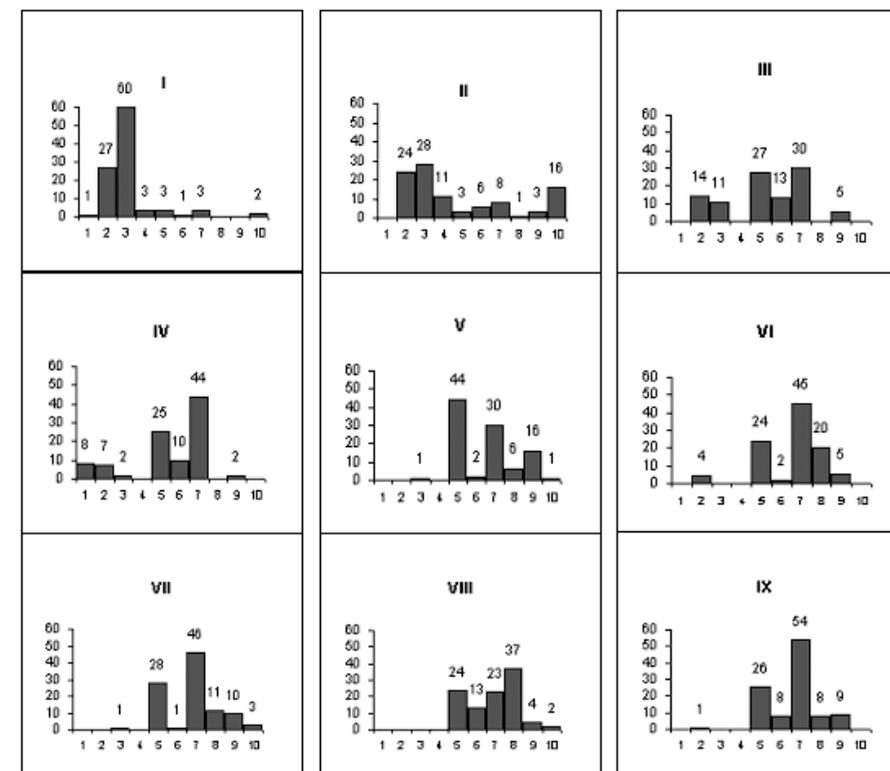
В последние годы, в связи с усилением интереса к решению экологических проблем в пределах речных долин появился ряд публикаций, в которых приводилась характеристика динамических изменений местоположений берегов в пределах селитебных и производственных объектов на рр. Тулва, Качка, Кама [2, 6].

Один из последних трудов по берегоформирующим процессам на реках Пермского края – фундаментальная монография Н.Н. Назарова и С.С. Егоркиной [3] дает достаточно подробную информацию по данной теме: природные и антропогенные факторы и условия развития русловых деформаций в регионе, географический анализ распространения горизонтальных русловых деформаций на реках, их активность и интенсивность, лимитирующие и активизирующие факторы речной эрозии и т.п.

### Морфодинамические типы русел водотоков

Изучение рек камского бассейна показало, что в пределах Уральского Прикамья располагается группа районов, характеризующаяся чередованием рек с врезанным и широкопойменным руслом. Районы с преобладанием широкопойменных русел приурочены, главным образом, к холмистым и низменным равнинам Предуралья. По преобладанию различных уклонов рек и крупности наносов с корректировкой по гидрологическим характеристикам выделяются: Средне-Североуральский (II), Косьвинско-Уфимский (III),

Северо-Увальский (V), Камско-Печорский (VI), Камско-Вятский (VII), Закамский (VIII) и Икско-Бельский (IX) [29]. Каждый из выделенных районов характеризуется своим особым набором морфодинамических типов русел (рис. 1).



**Рис. 1.** Распределение русел с различными морфодинамическими типами по районам, выделенным в бассейне р. Камы по факторам, условиям развития и формам проявления русловых процессов (по Чалову, Чернову, 1996 с исправлениями авторов).

Объяснения к рис. 1. I–IX – районы: I – Южно-Уральский, II – Средне-Североуральский, III – Косьвинско-Уфимский, IV – Верхнебельский, V – Северо-Увальский, VI – Камско-Печорский, VII – Камско-Вятский, VIII – Закамский, IX – Икско-Бельский. Морфодинамические типы русел: 1 – горных и полугорных рек, равнинных рек – врезанные русла; 2 – относительно прямолинейные неразветвленные; 3 – излучины; 4 – разветвления, широкопойменные русла; 5 – относительно прямолинейные неразветвленные; 6 – вынужденные и адаптированные излучины; 7 – сегментные крутые излучины; 8 – синусоидальные (вытянутые, пальцеобразные) излучины; 9 – пологие сегментные и прорванные излучины; 10 – разветвления региона, изменены хозяйственной деятельностью: низовья р.р. Яйвы, Косьвы, Чусовой, Сылвы ставшие заливами Камского водохранилища.

Исследуемые водотоки относятся к следующим районам: р.р. Чусовая, Сытва к Косьвинско-Уфимскому; р.р. Обва, Нердва, а также все реки Удмуртии к Камско-Вятскому; р.р. Тулва, Буй, Быстрый Танып, Барда, Бабка и Пизь к Закамскому району.

Косьвинско-Уфимский район занимает предгорья и осевую зону невысокого Среднего Урала. Он характеризуется меньшими уклонами рек (0,3–0,5%) и, соответственно, большей долей песчано-галечных и песчаных наносов. Здесь явно преобладают широкопойменные русла, хотя доля врезанных достаточно заметна (25%); горные реки отсутствуют (это не относится к верховьям средних рек и их притокам). Высокие в сравнении с равнинными районами уклоны рек обуславливают среди широкопойменных значительную долю прямолинейных русел. Наиболее распространены на реках сегментные излучины.

Камско-Вятский район отличается большой площадью и приурочен к холмистым лесам и лугам северо-восточного Заволжья. Район характеризуется заметной пересеченностью рельефа, сложенного на двух третях территории мощными толщами песков и суглинков. Преобладают сегментные излучины (46%) и относительно прямолинейные участки русел (26%). Относительно высока здесь встречаемость синусоидальных и прорванных излучин. Уклоны на реках средние для бассейна (0,2–0,35%), наносы, большей частью, песчаные.

Закамский район характеризуется равнинным рельефом и распространением преимущественно глинисто-суглинистых пород. Поэтому при средних для равнинных рек уклонах (0,15–0,35%) в руслах рек преобладают илистые или илисто-песчаные наносы, а наиболее распространенным типом русла здесь являются типичные для тяжелых грунтов синусоидальные (пальцевидные) излучины.

Для рек Пермского Прикамья в качестве основных определены восемь морфодинамических типов русел [13] (табл. 1). Врезанные русла как равнинных, так и горных рек имеют прямолинейные, устойчивые в плане очертания. Сформировались они, как правило, вдоль тектонических трещин и разломов. В отдельных случаях такие русла образуют не менее устойчивые врезанные излучины. Пойма отсутствует или встречается небольшими фрагментами; берега, в основном, коренные – скальные и неразмываемые. В местах перегибов продольного профиля часто образуются русловые разветвления, в пределах которых переформирования низких галечных островов протекают весьма активно, но само русло является малоподвижным. Врезанные русла сосредоточены, главным образом, в речных системах Урала и Предуралья: горные и полугорные представлены верхними звеньями, равнинные – средними и нижними звеньями – реками 3-го и больших порядков в бассейнах р.р. Вишеры, Чусовой, Яйвы, Косьвы, Сытвы и др.

Широкопойменные русла распространены, преимущественно, в равнинных районах, сложенных с поверхности мощным слоем рыхлых четвертичных отложений; отдельные широкопойменные участки встречаются на реках, протекающих в межгорных котловинах. У всех этих рек отношение ширины поймы к ширине русла составляет от 3:1 до 40:1 и более; долины рек выполнены легкоразмываемым аллювием. Относительно прямолинейные неразветвленные русла отличаются сравнительной устойчивостью в плане – размывы берегов происходят на отдельных локальных участках русла, меняя очертания берега, не изменяя общей конфигурации русла. Часто один из берегов таких русел является высоким, неразмываемым, сложенным коренными скальными или глинистыми породами.

Подобный тип русла распространен на реках, расчленяющих склоны денудационных и денудационно-аккумулятивных возвышенностей: Северных Увалов, Верхнекамской возвышенности, Уфимского плато, собственно Урала, где продольные уклоны русел достигают наибольших для равнинных рек значений (0,5–1%). Например, в бассейне р. Быстрого Таныпа относительно прямолинейные русла составляют 31%.

**Таблица 1.** Распространение русел рек с различными морфодинамическими типами в Пермском Прикамье [13].

Морфодинамический тип русла	В процентах от общей длины русла в регионе	Районы преобладающего распространения
<b>А. ВРЕЗАННЫЕ</b>		
1. Относительно прямолинейные	9	Горы и предгорья
2. Врезанные излучины	8	
3. Разветвления врезанного русла	2	
<b>Б. ШИРОКОПОЙМЕННЫЕ</b>		
4. Относительно прямолинейные	26	Северные Увалы (бассейн Везляны)
5. Излучины вынужденные	5	Предгорья Урала
6. Излучины свободные сегментные	40	Равнинная часть бассейна Средней Камы
7. Излучины свободные пологие и прорванные	7	Там же
8. Разветвления	3	Котловины и Предгорья Урала (Средняя Кама до затопления)

Вынужденные излучины наиболее типичны для котловин и предгорных участков, где размаху горизонтальных блужданий русла препятствуют коренные борта котловин или ящикообразных долин. Эти излучины, как правило, малоподвижны, иногда испытывают продольные перемещения.

Свободные излучины – сегментные, синусоидальные, петлеобразные, пальцевидные, а также прорванные – наиболее распространенный тип широкопойменных русел. На них отмечаются наиболее интенсивные горизонтальные деформации – вогнутые берега излучин размываются со скоростью от первых десятков сантиметров до 10 м/год, что обеспечивает блуждание русел по дну долины. Свободные излучины преобладают в руслах большинства рек центральной равнинной части Прикамья (р.р. Нердва, Сива, Обва), на юге региона (р. Буй, нижняя часть р.р. Быстрого Таныпа, Ирени). Отмечено, что в суглинистых и глинистых долинообразующих породах формируются, преимущественно, пальцевидные и синусоидальные излучины с невысокой скоростью размыва берегов (до 0,5–1,0 м/год, что типично для таких рек как р.р. Велва, Чермоз и др.), тогда как в супесчаных грунтах преобладают сегментные излучины, со скоростями размыва берегов в 2–5 раз большими.

Широкопойменные разветвленные русла встречаются в Прикамье, в основном, в котловинах (р.р. Вишера, Улс) и на отдельных предгорных участках (р.р. Косьва, Яйва, Чусовая, Усьва, Язьва и др.). До зарегулирования стока такой была на отдельных отрезках средняя и нижняя Кама. Для равнинных рек наиболее широко данный морфологический тип русла представлен в пределах среднего и нижнего течений р. Тулва. Основные переформирования в руслах данного типа происходят с островами; береговые массивы остаются устойчивыми, однако опасность их локального, но быстрого размыва постоянно сохраняется.

Исследуемые водотоки в основном относятся к 6 (излучины свободные сегментные) и 7 (излучины свободные пологие и прорванные) типам группы широкопойменных русел рек.

На территории Удмуртской Республики (УР) организация системы наблюдений за русловыми процессами была начата в 1999 г. В основе создания наблюдательной сети лежало стремление наиболее полно охватить различные ландшафты республики, а также проследить развитие боковой эрозии на участках, где она наиболее активна и создает опасность для хозяйственной деятельности. В ходе исследований на территории республики было выделено 55 ключевых участков (рис. 2), охватывающих реки разного порядка, расположенных в различных физико-географических условиях.

Полевые работы на изучаемых реках проводятся ежегодно в летний период. Главная задача этих исследований – изучение скоростей бокового смещения русел и определение отдельных морфометрических характеристик. Для этого на активно размываемых участках рек (чаще на высокой пойме) было заложено около 300 реперов и марок, на 29 участках проводится ежегодная теодолитная (с 2002 г. применяется электронный тахеометр) съемка.

Для выбора ключевых участков в камеральный этап проводилось изучение морфометрических и морфологических характеристик речной сети Удмуртии. Были проанализированы топографические карты масштаба 1:25000 и 1:50000, на отдельные районы использовались аэрофототопопланшеты масштаба 1:10000 разных лет съемки.

В соответствии с морфодинамической классификацией Р.С. Чалова и др. [27] все реки республики были разбиты на отдельные участки с разными типами русел. Участки русел по степени меандрирования были разделены на 7 типов: от относительно прямолинейных ( $K_{изв} < 1,1$ ) до чрезвычайно извилистых ( $K_{изв} > 2,0$ ).

В бассейнах изучаемых рек встречается 5 типов меандрирующих русел: а) сегментные пологие ( $1,15 < I/L < 1,40$ ), б) сегментные развитые ( $1,40 < I/L < 1,0$ ), в) крутые сегментные ( $1,70 < I/L < 2,00$ ), г) петлеобразные ( $I/L > 2,00$ ), д) прорванные ( $I/L = 1,50 - 2,00$ ), где  $I/L$  – отношение длины к шагу излучины [28]. Для верхних и нижних участков рек характерно относительно прямолинейное неразветвленное русло; его доля составляет от 16% в бассейне р. Сивы до 28% в бассейне р. Ижа от длины рек (табл. 2). Наиболее типичной формой проявления русловых процессов на реках Удмуртии является меандрирование, соответственно, излучины – наиболее распространенная форма русла. Доля их в среднем по республике составляет 78%.

В результате анализа данных полученных для малых и средних рек республики выявлены следующие особенности: преобладают на исследуемой территории

сегментные излучины, доля которых составляет 62% и прямолинейные русла – 22%; встречаются также петлеобразные (7%) и прорванные излучины (8%) (табл. 2) [15, 17, 31].

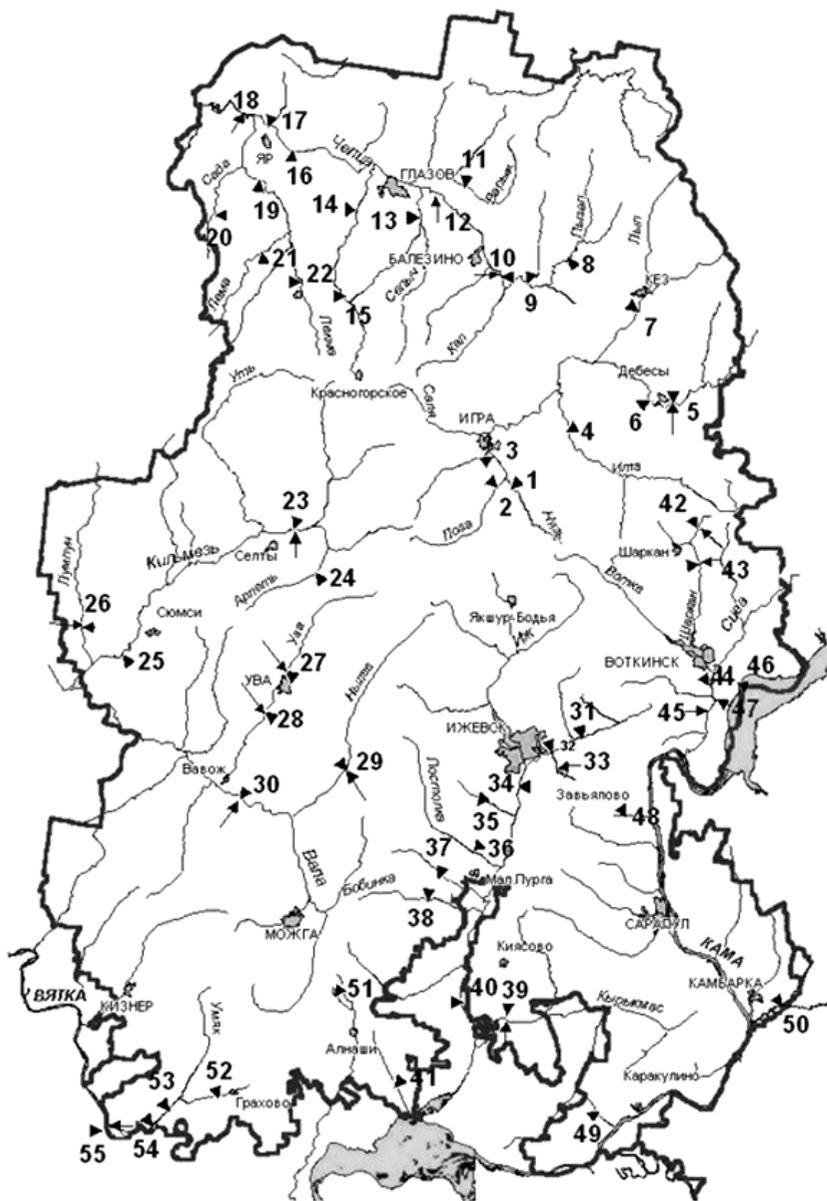
Среди сегментных излучин значительная доля приходится на пологие: в среднем 43% среди всех типов излучин и около 53% среди всех сегментных. Далее по распространенности следуют сегментные развитые (соответственно 25% и 31%) и сегментные крутые (13% и 16%).

Доля петлеобразных, синусоидальных и прорванных излучин составляет 15% от всей длины рек республики. Петлеобразные и синусоидальные излучины составляют в среднем 7% длины русел. Наибольшее их количество встречается в бассейне Чепцы, Кильмези, Вала – 11–15%. Среди других рек со значительной протяженностью этого типа русла, можно отметить Лозу, Иту, Лекму в бассейне Чепцы, Лумпун, Уть в бассейне Кильмези и Иж. Доля прорванных излучин составляет 8% от длины всех рек. Наиболее широко данный тип русла представлен на реке Чепце (10% от длины всех рек бассейна и 24% от длины самой реки), р. Сиве (12% и 60% соответственно), р. Кильмези (18% и 50%) и их притоках.

**Таблица 2.** Соотношение морфодинамических типов русел в различных речных бассейнах Удмуртии (в % от длины русла)\*

Морфодинамический тип русла	Чепца	Вала	Киль-мезь	Сива	Иж	Тойма и лев. пр. Вятки	Прав. приг. Камы	Среднее по УР
1. Относительно прямолинейные неразветвленные	17	20	20	16	28	28	28	22
2. Свободные извилистые	83	80	80	84	72	72	72	78
а) пологие сегментные излучины	28	30	25	40	29	37	42	33
б) развитые сегментные излучины	18	21	20	15	21	19	22	19
в) крутые сегментные излучины	10	10	12	9	11	13	8	10
г) петлеобразные и синусоидальные излучины	15	11	11	4	9	3	-	7
д) пологие и прорванные	12	8	12	16	2	-	-	8

\*- без учета адаптированных излучин



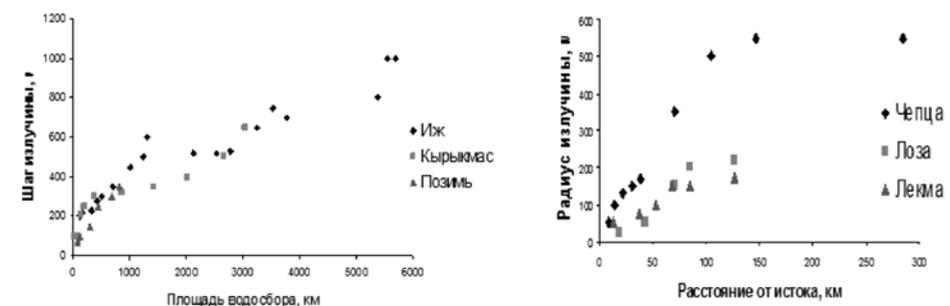
**Рис. 2.** Карта-схема расположения ключевых участков по изучению морфодинамики русел рек Удмуртии. Условные обозначения: ▼ – места расположения реперов и марок; ▲ – места тахеометрической съемки.

Неширокое распространение на территории республики имеют адаптированные излучины (около 1%). В тех местах, где русло реки подходит или расположено возле

коренного берега эти излучины представляют одиночные формы русла. Небольшие по протяженности участки с данным типом излучин встречаются в бассейне рек Чепцы, Лозы, Иты, в верховьях Вятки и Камы.

Прямолинейные русла чаще всего встречаются в верхнем течении рек или являются результатом спрямления излучин. Вторая разновидность прямолинейного русла встречается среди прорванных излучин Чепцы, Лозы, Иты, Ижа и других средних и крупных рек республики.

Традиционным методом исследования меандрирующего русла является построение эмпирических зависимостей между параметрами излучин, а также между ними и количественными показателями, характеризующими условия формирования русла. В качестве факторов, влияющих на русловые процессы, обычно используют различные показатели водности (руслоформирующие, среднегодовые, расходы воды в половодье), площадь водосбора, уклоны долины и водной поверхности [5, 7, 8, 9]. В некоторых случаях можно использовать в качестве показателя водности такой параметр как длина реки. Это связано с тесной зависимостью этого показателя от площади водосбора, который в свою очередь связан с расходами воды [28].



**Рис. 3.** Изменение радиуса и шага излучин на отдельных реках Удмуртии.

На реках Удмуртии были выделены относительно однородные по водности участки, границами которых служили места впадения наиболее крупных притоков. Общее количество выделенных участков на реках составило 245. Для каждого участка определялись модальные значения параметров излучин (шаг  $L$ , радиус кривизны  $r$ , стрела прогиба  $h$ , длина  $l$ , а также осредненные относительные:  $l/L$ ,  $r/h$ , характеризующие степень развитости и форму излучины) и показатели водности. Расчеты были проведены для 3827 отдельных излучин. В связи с недостаточной гидрологической изученностью рек Удмуртии, имеется лишь 9 гидропостов на изучаемых реках, для выявления эмпирических зависимостей использовались в основном показатели длины реки, площади водосбора и порядка реки.

Значения радиуса и шага излучин увеличиваются вниз по течению рек вместе с увеличением показателей водности (рис. 3). Для каждой конкретной реки связь прослеживается очень четко, характеризуется высоким коэффициентом корреляции – 0,8–0,9.

Значения длины излучины и стрелы прогиба изменяются несколько иначе (рис. 4). Четкая линейная связь наблюдается далеко не на всех реках: значения параметров могут уменьшаться на отдельных участках рек, после чего вновь происходит их увеличение. Причина таких колебаний чаще всего заключается в изменении преобладающей вниз по течению формы излучин или в смене морфодинамического типа русла.

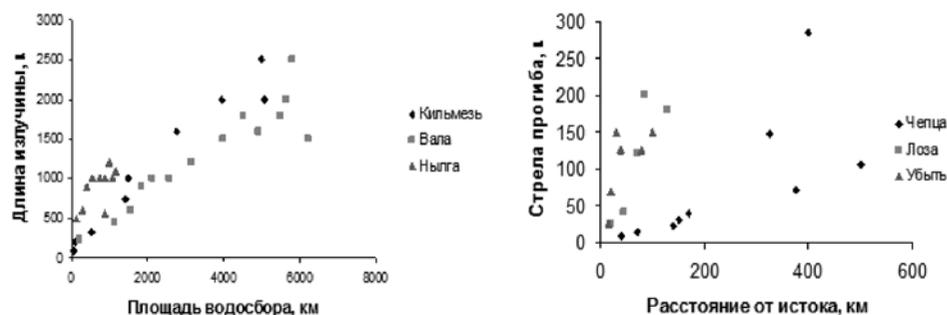


Рис. 4. Изменение длины и стрелы прогиба излучин на отдельных реках Удмуртии.

Н.А. Ржаницын [19] предложил использовать связь гидролого-морфологических характеристик с порядком рек, зависящим непосредственно от структуры речной сети. Существует несколько схем определения порядков водотоков – Р. Хортон, А.С. Стралера – В.П. Философова, Н.А. Ржаницына, А. Шайдегера и др. Для рек Удмуртии расчет их порядков выполнялся по схеме А. Шайдегера:

$$N = \log_2(P) + 1$$

где  $P$  – число притоков первого порядка (притоком 1-го порядка считается поток длиной менее 10 км).

Характер зависимости для малых, средних и больших рек несколько различен, и уравнения связи отличаются. По О.М. Пахомовой [14] для рек, имеющих порядок ниже 14-го, зависимость имеет степенной характер, выше 14-го – линейный.

Большинство рек Удмуртии относится к категории малых и имеет порядок ниже 14-го. Но и в этой группе довольно ярко видно различие в характере связи основных параметров свободных излучин с порядковой структурой речной сети. На графиках изменения параметров излучин на участках рек с разным порядком (рис. 5) четко различаются правая и левая половины. Точка перегиба приходится на 9 порядок, который является пограничным между малыми и средними реками. Уравнения связи и для малых и для средних рек имеют линейный характер, но несколько отличаются величинами коэффициентов.

Характер зависимости изменяется и по мере нарастания площади водосбора (рис. 6). Пограничное значение площади водосбора между ними – около 2000 км<sup>2</sup>.

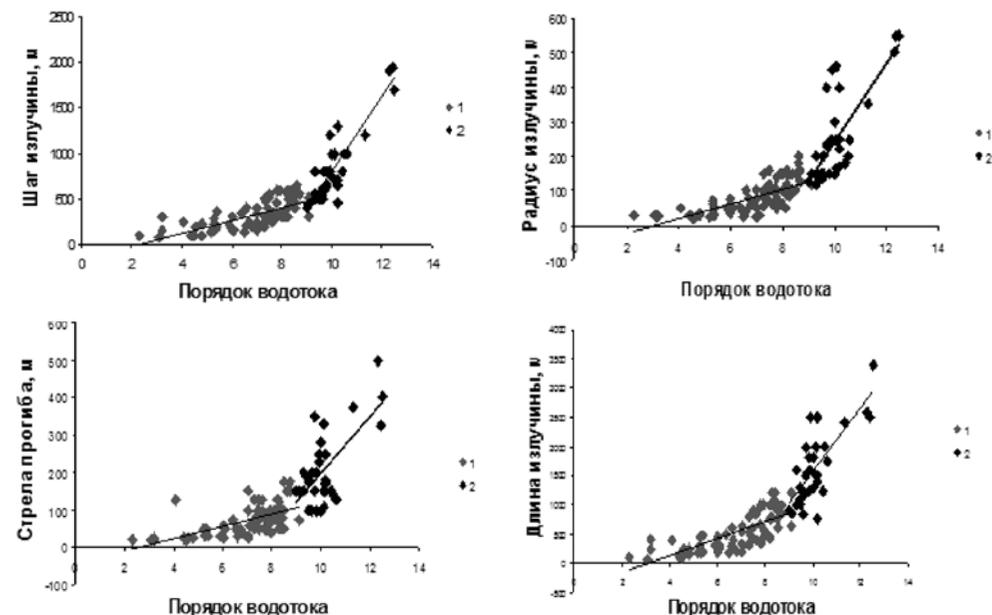


Рис. 5. Изменение параметров свободных излучин на реках различных порядков: 1 – реки до 9-го порядка; 2 – реки с порядком 9 и выше.

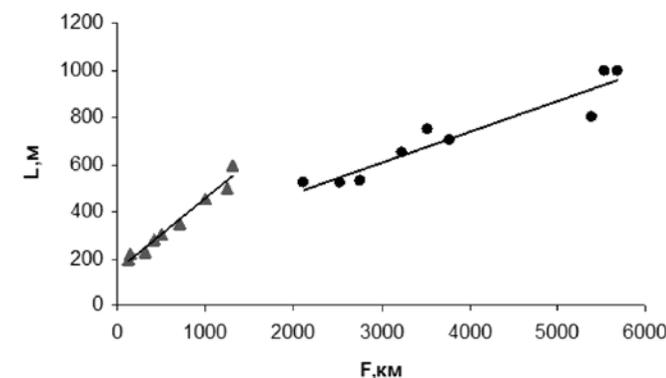


Рис. 6. Зависимость характерных значений шага свободных излучин ( $L, м$ ) от площади водосбора ( $F, км^2$ ): 1 – для рек до 9 порядка; 2 – для рек с порядком 9 и выше.

Развитие излучин до определенных пределов сопровождается активизацией русловых деформаций и увеличением скоростей смещения. Наибольшие скорости смещения характерны для широкопойменных русел. Скорости и масштабы развития горизонтальных русловых деформаций можно характеризовать интенсивностью и активностью.

Под *интенсивностью* горизонтальных русловых деформаций понимается отношение суммарной протяженности участков береговых размывов ко всей длине оцениваемого отрезка русла.

Наибольшая доля размываемых берегов характерна для рек южной части республики – левобережья Вятки и правобережья Камы. Показатель интенсивности здесь составляет в среднем 30–60%. Для р. Сивы на территории Удмуртии на всем протяжении характерны высокие подмываемые берега, величина интенсивности превышает 70%. Большой показатель доли размываемых берегов характерен для рек бассейна р. Чепцы, в особенности ее левобережья: на реках Лоза, Ига, Убыть, Лекма, Сада для 40% длины берегов характерны размывы. С увеличением порядка реки доля размываемых берегов также увеличивается. Наоборот, малые реки, или верховья больших и средних рек, находящиеся в залесенной местности, характеризуются минимальными значениями интенсивности. Для залесенного бассейна р. Кильмезь величина интенсивности в среднем составляет лишь 12%, а для верховьев рек Вятки и Камы этот показатель еще меньше – 3–4% [20, 22].

Активность горизонтальных русловых деформаций характеризуется скоростью плановых смещений русла.

Анализ полученных за десять лет (2000–2009 гг.) полевых данных свидетельствует о большом диапазоне скоростей бокового размыва [16]. При этом имеются существенные различия по рекам, отличающимся размерами (порядком, водоносностью и т.д.). По данным стационарных наблюдений наибольшие скорости размыва характерны для рек с порядком выше 9-го. Максимальные значения размыва, наблюдаемые здесь, достигают 10–15 м и более, среднегодовые скорости размыва колеблются в интервале 1,2–3,0 м/год (на р. Вятке среднегодовые скорости размыва превышают 3–5 м/год, максимальные из зафиксированных значений составляют 15–25 м/год). Интенсивно проявляется боковая эрозия на реке Чепце: среднегодовые скорости размыва здесь составляют обычно 1,1–1,8 м/год.

Для малых рек 6–9 порядка средние скорости отступления берегов составляют 0,4–0,7 м/год, максимальные 2–3 м. В этой группе следует выделить такие реки как Кильмезь, Вала, Ува, Нылга, Иж, Кырыкмас.

Для самых малых рек с порядком ниже 6-го значения средних скоростей размыва ниже – 0,1–0,3 м/год, хотя в отдельных точках зафиксировано смещение берега на 1 м и более. Аналогичные результаты получены и при сопоставлении разновременных аэрофотоснимков и фототопопланов.

Активность деформаций различается на участках с разным морфодинамическим типом русла. По данным полевых исследований установлено, что наибольшие скорости размыва берегов характерны для петлеобразных излучин, преобладающих на крупных реках или в низовьях средних рек – 1,2–3,0 м/год. Среди сегментных излучин наиболее интенсивно боковая эрозия проявляется на крутых излучинах. Значение коэффициента корреляции между показателем коэффициента развитости  $l/L$  и среднегодовой скоростью размыва  $C_{cp}$  составляет 0,637, связь описывается уравнением:

$$C_{cp} = 0,304 l/L - 0,199.$$

В качестве показателя активности развития свободных излучин можно использовать также скорости изменения их параметров. За счет размывов берегов в вершинах и на крыльях излучин, происходит их смещение и искривление; наблюдается удлинение, изменение параметров ( $r$ ;  $L$ ), увеличение степени развитости  $l/L$ , а также трансформация самой формы излучины или ее спрямление. При сопоставлении разновременных топографических карт был проведен анализ изменения параметров свободных излучин рек бассейна Чепцы. За 53 года (с 1934 по 1987 гг.) на многих участках рек произошли довольно существенные изменения основных параметров излучин –  $r$ ;  $L$ ,  $h$ ,  $l$ . Анализ интенсивности трансформации параметров свободных излучин показал, что наиболее интенсивные изменения происходят на начальных стадиях развития излучин. У сегментных излучин очень часто можно наблюдать переход из одной стадии в другую. Для петлеобразных излучин характерным процессом является трансформация их в прорванные с образованием стариц.

Летом 2000 г на реках были зафиксированы высокие скорости размыва берегов; средняя по республике скорость бокового размыва составила 0,54 м/год. В дальнейшем – до 2004 года – практически на всех ключевых участках наблюдалась тенденция снижения активности русловых деформаций. Особенно низкие скорости размыва были зафиксированы в 2004 г: даже на реках с порядком выше 9-го (за исключением р. Вятки) среднегодовые скорости размыва не превышали 0,3 м/год; на многих малых реках берега оставались практически стабильными. Ситуация меняется в 2005 г: скорости бокового смещения русел резко возрастают. На р. Вятке наблюдаются рекордные за 5 лет деформации – образуется новое оползневое тело шириной более 25 м, а размывы берегов достигают в отдельных точках 15 м. На ключевых участках Яр и Дизьмино (р. Чепца) максимальные размывы составили 7,1 и 4, 7 м/год соответственно. В последующие годы интенсивность размыва берегов на большинстве рек несколько снижается.

Такой неравномерный характер развития боковых деформаций в большинстве случаев обусловлен влиянием гидролого-климатических условий.

### Климатические изменения и русловые процессы

Бытующие сегодня среди геоморфологов и русловедов представления о скоростях и направленности развития излучин и речных русел в целом, как правило, основываются на анализе картографических материалов и данных дистанционных исследований. Необходимую информацию обычно получают путем сравнения разновременных местоположений русел в плане и установления «стартовых» и «финальных» признаков развивающихся излучин (серий излучин). Как правило, по времени реперные года удалены друг от друга на многие десятки и сотни лет. В зависимости от размеров и морфологических особенностей элементов русел, а также климатических особенностей рассматриваемого отрезка времени продолжительность «жизни» излучин, по мнению некоторых исследователей, может составлять от нескольких лет до нескольких столетий. В этой связи следует заметить, что поскольку период развития морфоэлементов русла неизбежно проецируется не на один, а, как правило, несколько природных ритмов самой

различной климато-геоморфологической выраженности и направленности, не совсем понятным становится смысл самого понятия «жизнь излучины».

Существует мнение, что периоды и циклы развития свободных излучин проявляются в их стадийном (последовательном) развитии – от появления первичного изгиба до спрямления. Не отвергая подобной последовательности изменений речных русел в плане, следует заметить, что данная модель эволюционирования излучин не является единственной, регламентирующей ход их развития. В настоящее время в Прикамье имеется довольно много примеров, когда русла рек продолжительное время «держат паузу». В одних случаях хорошо развитые излучины или значительные по протяженности участки водотока остаются стабильными (не деформирующимися) в течение длительного периода времени; в других, напротив, образуются довольно протяженные (десяtkи километров) участки прямолинейного русла, не восприимчивые к образованию излучин, хотя при этом на пойме широко распространены молодые старицы-озера.

Объяснение причин подобного развития русловых процессов в свое время было сделано Н.И. Маккавеевым [7]. Им установлены три вида соотношений между существующим радиусом изгиба русла реки ( $r_c$ ) и радиусом кривизны, соответствующим текущим гидравлическим характеристикам потока ( $r$ ): 1)  $r = r_c$ ; 2)  $r > r_c$ ; 3)  $r < r_c$ .

Наблюдения за развитием русел рек Прикамья, начатые еще в 1980-х гг. прошлого века [10], показали: наряду с реками, активно формирующими пойменно-русловые системы путем подмыва вогнутого и наращивания выпуклого берегов ( $r < r_c$ , но при небольшой разнице), имеются реки, у которых наблюдается высокая степень стабильности очертаний излучин ( $r = r_c$ ). Динамическая ось потока в их вершинах, особенно если эти реки не несут большого количества наносов, располагается в средних частях русел, где и наблюдаются максимальные глубины. В верхней половине таких излучин тальвег русла несколько смещен в сторону выпуклого, а в нижней части – в сторону вогнутого берега. Отчетливых следов размыва вогнутого и наращивания выпуклого берега обычно не заметно, а их склоны часто не просто задернованы, но покрыты густой кустарниковой растительностью.

Одним из ведущих факторов регулирования гидравлических характеристик потока во времени является величина расхода воды, которая зависит от водности рассматриваемого периода. Сегодня для бассейна р. Камы уже установленным фактом считается продолжающееся с конца XIX века увеличение годового стока у большинства рек. Его увеличение в 1981–2004 гг. по сравнению с периодом 1930–1980 гг. составило около 25% [18]. При этом наибольший прирост величин стока приходится на самые последние годы. По данным пермских гидрологов на таких реках региона как Обва, Сылва, Ирень, Бабка, Тюй, Быстрый Танып величина положительных изменений минимального летнего стока в последнее время стала весьма существенной (25,5–112,6%), а увеличение минимального зимнего стока составило 17,1–68,3% [23].

Тенденция увеличения среднегодовых расходов отчетливо проявляется на реках Чепца, Вала и Лумпун (рис. 7–9). Аналогичная картина наблюдается также на рр. Лоза, Нылга, Позимь и других реках Удмуртии. Более существенный рост среднегодовых расходов отмечается с 1978–79 гг. Наряду со среднегодовыми расходами на большинстве рек отмечается соответственно и возрастание половодного стока.

В начале нового столетия в Прикамье в результате возрастания годового стока было зафиксировано увеличение скорости плановых смещений русла р. Чепцы с 1,02 м/год (1934–1987 гг.) до 1,95 м/год (2001–2005 гг.) [22]. Анализ морфологических изменений свободных и адаптированных излучин на ряде рек бассейна Сылвы (Бабка, Ирень, Шаква) показал, что на аэрофотоматериалах 2006–2008 гг. по сравнению с ситуацией 1980-х годов отсутствуют некоторые из ранее существовавших излучин более низкого порядка. Кроме того, установлено, что упрощение конфигурации русел происходило одновременно с активизацией их плановых смещений, выразившейся в тенденции постепенной трансформации сегментных и синусоидальных излучин в петлеобразные с поперечно-продольным перемещением. Кроме этого факта, свидетельствующего о постепенной смене характера и активности русловых процессов на реках камского бассейна, необходимо отметить множество других примеров эрозионного «омоложения» пологих берегов до этого стабильных излучин. Для ряда рек, характеризующихся развитием петлеобразных и сложных (пальцеобразных, w-образных) излучин последние годы были отмечены участвовавшими случаями спрямления излучин, происходившими в результате прорыва шейки. Массовые проявления этого процесса были зафиксированы на реках Буй, Быстрый Танып, Обва, Велва, Чепца, Кильмезь, Вала, Сепыч, Сива и др.

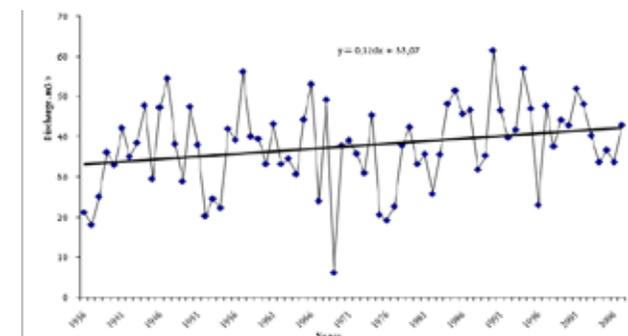


Рис. 7. Изменение среднегодовых расходов (1) с линией тренда (2) р.Чепцы (с. Полон) за 1936–2007 годы.

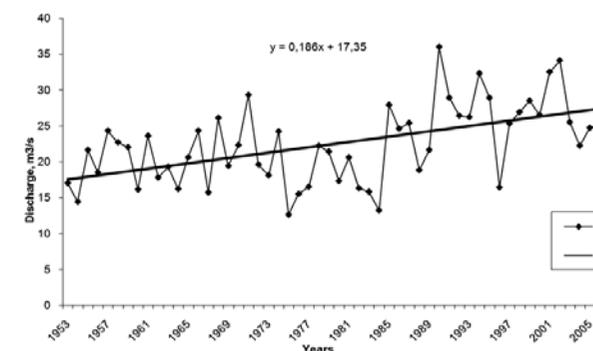
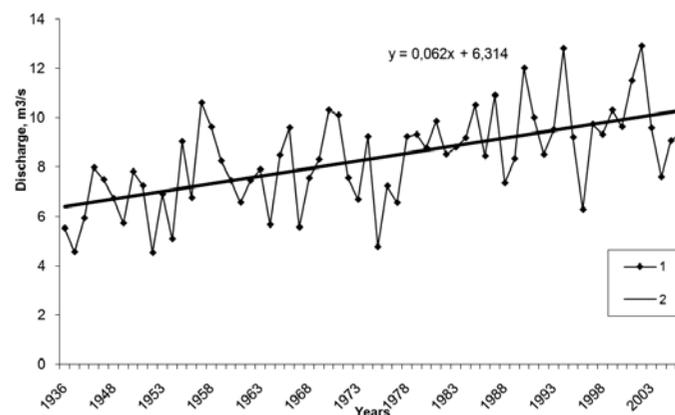


Рис. 8. Изменение среднегодовых расходов (1) с линией тренда (2) р. Вали (с. Вавож) за 1953–2007 годы.



**Рис. 9.** Изменение среднегодовых расходов (1) с линией тренда (2) р. Лумпун (д. Шмыки) за 1936–2007 годы.

Таким образом, с высокой долей уверенности можно утверждать, что в конце прошлого – начале нового столетия для русловых процессов Прикамья реализовалась известная закономерность – количество переросло в качество. Достигнув критической величины в результате увеличения годового стока уровень обеспеченности руслоформирующих расходов ( $Q_{\phi}$ ) на некоторых реках достиг таких значений, при которых излучины, сохранявшие к этому моменту пассивность уже в течение длительного времени, вновь включились в процесс активного формирования пойменно-русловых геосистем. На других реках, где развитие излучин (главным образом сегментных) происходило с активностью, обеспечиваемой текущими гидравлическими характеристиками потока, произошло значительное увеличение скорости их горизонтальных деформаций.

В качестве общего вывода, подтверждающего сложный (циклический) характер развития русловых процессов в сезонном и многолетнем разрезах в связи с неравномерностью стока [25], можно заключить, что в условиях изменяющегося климата высокой становится вероятность смены общей направленности развития русловых процессов. В зависимости от характера, скорости и взаимоналожения вековых (длиннопериодических), внутривековых (среднепериодических) или текущих (короткопериодических) гидрометеорологических циклов, изменения морфологии и морфометрии излучин могут пойти различными путями: а) снизить скорость или вообще приостановить горизонтальные деформации, б) увеличить скорость плановых деформаций за счет поперечного и/или продольного перемещения, в) начать процесс спрямления русла и др.

### Литература

Бутаков Г.П., Назаров Н.Н., Чалов Р.С., Чернов А.В. Условия формирования русел и русловые деформации на реках бассейна р. Камы // Эрозионные и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. Вып. 3. С. 138–148.

Девятков А.В., Морозова Г.В., Девяткова Т.П. Оценка гидроморфологических условий участка нижнего бьефа Воткинской ГЭС в связи с его хозяйственным использованием // География и регион. IV. Гидрология и охрана водных ресурсов. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2002. – С. 101–107.

Егоркина С.С., Назаров Н.Н. Горизонтальные деформации русла и экологический риск // Самоорганизация и динамика геоморфосистем. Томск: Изд-во Инст. оптики атмосферы СО РАН, 2003. – С. 344–346.

Комлев А.М., Черных Е.А. Реки Пермской области. Пермь: Перм. книжн. изд-во, 1984. – 214 с.

Кондратьев Н.Е., Ляпин А.Н., Попов И.В., Пиньковский С.И., Федоров Н.Н., Якунин И.И. Русловой процесс. Л.: Гидрометеиздат. 1959. – 372 с.

Ларченко О.В. Системообразующая роль водного фактора в развитии и функционировании природно-антропогенных комплексов (на примере Усть-Качкинской рекреационной зоны). Автореф. дис. ...канд. геогр. наук. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2004. – 20 с.

Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 347 с.

Маккавеев Н.И. Сток и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. – 116 с.

Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1986. – 264 с.

Назаров Н.Н. Современный экзогенный морфогенез ландшафтов таежного Предуралья и Урала. Автореф. дис. ...докт. геогр. наук. Санкт-Петербург, 1996. – 56 с.

Назаров Н.Н. Экзогенные геологические процессы Пермского Урала и Предуралья // Физико-географические основы развития и размещения производительных сил Нечерноземного Урала. Пермь, 1987. – С. 91–103.

Назаров Н.Н., Егоркина С.С. Реки Пермского края: Горизонтальные русловые деформации. Пермь: ИПК «Звезда», 2004. – 155 с.

Назаров Н.Н., Чернов А.В. Особенности проявления и оценка интенсивности горизонтальных русловых деформаций на реках Пермского Прикамья // Геоморфология. 1997. № 2. – С. 55–60.

Пахомова О.М. Горизонтальные русловые деформации и их связь с порядковой структурой речной сети // Геоморфология. 2002. №3. – С. 105–111.

Петухова Л.Н. Развитие русловых процессов в условиях различных ландшафтов Удмуртии // Вестник Удм. ун-та. Сер. Науки о Земле. 2003. – С. 123 – 134.

Петухова Л.Н. Размывы берегов рек Удмуртии: анализ полевых данных // Всероссийская научно-практическая конференция, посвященная 90-летию профессора С.И.Широбокова и 45-летию кафедры географии. Ижевск: Изд-во Удмурт. ун-та, 2009. – С. 49–52.

Петухова Л.Н., Рысин И.И. О факторах развития горизонтальных русловых деформаций на реках Удмуртии // Вестник Удмурт. ун-та, 2005, № 11. – С. 153–168.

Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-европейской равнины в условиях потепления XXI века. М.: МАКС Пресс, 2008. – 292 с.

Ржаницын Н.А. Руслоформирующие процессы рек. Л.: Гидрометеиздат. 1985 – 264 с.

Рысин И.И., Петухова Л.Н. Результаты многолетних исследований русловых деформаций на малых и средних реках Удмуртии // Маккавеевские чтения – 2008. Научн. ред. – Р.С.Чалов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. – С. 109–117.

Русловые процессы на реках СССР. Масштаб 1:4000000 /ГУГК СССР.М., 1990. 4 л.  
 Рысин И.И., Петухова Л.Н. Русловые процессы на реках Удмуртии. Ижевск: Ассоциация «Научная книга», 2006. – 176 с.

Федотов С.А. Влияние хозяйственной деятельности на водный режим рек Пермской области: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / С.А. Федотов. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2000. – 24 с.

Чагин Г.Н. Этнокультурная история Среднего Урала в конце XVII – первой половине XIX века. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1995. – 363 с.

Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т.1: Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. – М.: Изд-во ЛКИ, 2008. – 608 с.

Чалов Р.С. Типы русловых процессов и принципы морфодинамической классификации речных русел // Геоморфология. 1996. № 1. С. 25–36.

Чалов Р.С., Алабян А.М., Иванов В.В., Лодина Р.В., Панин А.В. Морфодинамика русел равнинных рек. М.: ГЕОС. – 1998. – 288 с.

Чалов Р.С., Завадский А.С., Панин А.В. Речные излуины. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004. – 371 с.

Чалов Р.С., Чернов А.В. Районирование Камского бассейна по факторам и формам проявления русловых процессов на средних и крупных реках//Вопросы физической географии и геоэкологии Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1996. – С. 10–20.

Чалов Р.С., Штанкова Н.Н. Сток наносов, руслоформирующие расходы воды и морфодинамические типы русел рек бассейна Камы // Вопросы физической географии и геоэкологии Урала. Пермь, 2000. С. 99–116.

Rysin I. & Petukhova L. Monitoring of channel processes on the interfluvium between the Kama and the Vyatka rivers //Sediment Transfer through the Fluvial System (Proceedings of the International Symposium held at Moscow, August 2004). IAHS Publication 288. – 2004. P. 261–268.

## COMPLEX INVESTIGATION OF CHANNEL CHANGES IN THE VICINITY OF PIPELINE CROSSINGS

### КОМПЛЕКСНОЕ ОБСЛЕДОВАНИЕ ТЕХНИЧЕСКОГО КОРИДОРА ПЕРЕХОДА ГАЗОПРОВОДА НА Р. УЖУИХЕ

I.V. Lipatov, D.A. Osipov

*Volga State Academy of Water Transport in Nizhny Novgorod, Russia*

#### Abstract

**The article presents the results of channel processes modeling at the point where gas pipeline crosses the Uzuhih river (tributary of the Kama river). The problem is analyzed in reference to mathematical modeling of water movement with the use of Stocks' method for the values of mean flows, as well as for the periods during the flow of the flood wave. The aim of the paper is to demonstrate how river streams act at various volumes of flow at the point where the pipeline runs.**

Россия является страной территория которой густо покрыта речными системами и речными потоками различных размеров. Активный экспорт газа стимулировал интенсивное строительство газопроводов. В результате технические коридоры газопроводных переходов (места пересечения реки и труб газопровода) стали неотъемлемой частью газотранспортной системы страны. Находясь в постоянной динамике, русло реки активно взаимодействует с грунтом дна, тем самым создавая предпосылки для нарушения стабильной и безаварийной работы технического коридора. Таким образом, корректная оценка перспектив динамики руслового процесса в границах технического коридора, является залогом устойчивости процесса технической эксплуатации данного инженерного объекта.

Основной спецификой подобных работ является то, что переходы создаются на небольших реках, и в районах с очень маленькой заселенностью. Объем наблюдений за объектом, равно как и гидрологические сведения об участке, сезонные и многолетние деформации русла и т.д., либо очень ограничены или отсутствуют вообще. Учитывая это, автором для оценки перспектив руслового процесса на участке технического коридора, было использовано математическое моделирование гидродинамики потока, на базе уравнений Навье-Стокса.

На первом этапе обследования был выполнен значительный объем полевых исследований поверхности земли в границах технического коридора, который расположен в 2 км от точки впадения р.Ужуихи в р. Каму. В процессе полевых изысканий была выполнена подробная геодезическая и гидрографическая съемка участка реки, проведены наблюдения за уровнем воды, выполнено измерение расхода воды, взяты пробы грунта слагающего участок и определен расход взвешенных наносов.

Данные полевых изысканий стали отправной точкой для математического моделирования гидродинамики речного потока. Учитывая сложность численного интегрирования уравнений Навье-Стокса для получения конкретного решения использована САД-САЕ вычислительная технологий получения значений. Первый САД этап позволяет создать геометрическую модель обследуемого участка, а второй САЕ позволяет реализовать решение дифференциальных уравнений в матричной форме.

Отправной точкой создания САД модели являются координаты точек на поверхности земли, экспортируемые из электронного тахеометра. Эти данные с помощью программного обеспечения, позволят отобразить участок в горизонталях и оформить данные в виде трехмерного массива опорных точек поверхности земли. В качестве опорных используются точки равномерно расположенные друг к другу, и получаемые интерполяцией галсовых и поверхностных точек на равномерную сетку. Шаги вдоль координатных осей варьируются, для получения максимально близкой геометрической аппроксимации мезоформ русла.

Впоследствии эти массивы экспортируются в программу, которая по опорным точкам создает поверхность участка реки. Для того чтобы применять формообразующие Булевы операции на базе поверхности дна формируется трехмерное тело. Одна из горизонтальных граней такого тела является топологическим оттиском рельефа реки, сформированного по результатам полевых изысканий. Затем с помощью булевых операций окончательно получаем твердотельную модель интересующей области потока. То есть задается рабочий уровень, формируется входное и выходное живые сечения и т.д.

Сформированная на САД этапе геометрическая модель расчетной области позволяет перейти к САЕ этапу для интегрирования уравнений, с максимальной точностью описывающие контур области пространства, занимаемый водой в физических границах водотока. К границам расчетной области прикладываются граничные условия, формирующиеся из условий функционирования водоема и его гидрологических особенностей. Для практической реализации предложенной математической модели используется метод контрольного объема решения дифференциальных уравнений.

Высокая гибкость математического моделирования, как исследовательского инструмента позволяет с помощью виртуального эксперимента проанализировать любое сочетание внешних факторов на гидродинамику потока. Последнее, как известно, определяющий фактор эрозивно – аккумулятивных процессов в реке и напрямую влияет на эксплуатационную безопасность технического коридора. Поэтому на модели исследовался как среднегодовой (бытовой) уровенный режим, так и случай прохождения весеннего половодья. Помимо гидрологических особенностей, во внимание был принят тот факт, что в меженный период поток реки на участок поступает через трубы, а в весенний паводок – переливом через дамбу перегораживающую русло.

Естественно, это кардинально изменяет кинематическую структуру потока на участке в различные периоды жизненного цикла реки. Наличие развитого постпроцессора, позволяет очень подробно изучить пространственную векторную структуру потока, поле значений коэффициента турбулентного обмена, распределение градиентов скоростей в контрольных сечениях и линии тока в области исследуемого потока (рис. 1).



**Рис. 1.** Линии тока на участке технического коридора: А – бытовой уровень, б – весенний паводок.

Развернутый анализ результатов численного моделирования позволил выявить области донной поверхности русла, где будут наиболее активны эрозийные процессы дна, а также места, где более вероятна аккумуляция. В частности установлено, что при воздействии высоких паводковых уровней наиболее активно будет проявляться в эрозии правого берега. Показателями интенсивности данного процесс являются активная смена направления изменения береговой полосы вдоль правого берега. Наиболее активными зонами морфодинамических изменений при низких уровнях на исследуемом участке будет левый берег. Лишь только в середине перехода имеется небольшая зона эрозии береговой линии, которая вызвана особенностями структуры потока в данном участке русла.

## **PART III**

### **CHANGES IN HYDROLOGICAL REGIME**

## HYDROLOGICAL REGIME AND NAVIGATION CONDITIONS ON THE VOLCHOV RIVER (RUSSIA)

### ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И СУДОХОДНЫЕ УСЛОВИЯ НА РЕКЕ ВОЛХОВ

G.L. Gladkov

*Saint Petersburg University of Water Communications, Russia*

#### Abstract

The article presents the results of study on hydrological regime of the Volkhov river (near Novgorod) and, more precisely, the changes in the geometric parameters of the river channel caused by dredging and operation of the hydro power plant. The maximum navigation depth (guaranteed) was determined through dredging. The study was conducted by order of government administration.

Статья подготовлена по результатам исследований гидрологического режима реки Волхов, выполненных в 2009 году в соответствии с Протоколом совместного совещания Федерального агентства морского и речного транспорта и Администрации Новгородской области с целью определения максимальной возможной гарантированной глубины на судоходном плесе и оценки влияния землечерпательных работ на положение уровней воды.

Программой гарантированных габаритов судовых ходов на навигационные периоды 2008–2010 гг. по Федеральному государственному учреждению «Волго-Балтийское государственное бассейновое управление водных путей и судоходства» на реке Волхов установлена гарантированная глубина, равная 195 см от проектного уровня путевых работ. На верхнем участке реки от истока до Пчевы, протяжением 151 км, гарантированная ширина судового хода составляет 50 метров. На нижнем участке, от Пчевы до устья реки, ширина судового хода составляет 40 метров.

На рис.1 представлена ситуационная карта р. Волхов. Река Волхов вытекает из северной части оз. Ильмень у с. Троица и впадает в Волховскую губу Ладожского озера у с. Немятово. Длина реки по судовому ходу 224 км.

В качестве рекомендованного варианта проектных проработок в настоящей работе рассматривается возможность увеличения гарантированной глубины до 240 см на всем судоходном плесе реки Волхов. Для этого необходимо провести комплекс землечерпательных работ на основных затруднительных для судоходства участках.

Основное влияние землечерпательных работ, выполняемых при улучшении судоходных условий на свободных реках, заключается в возможном снижении уровней воды на участке производства работ. При значительном переуглублении русла первоначальное понижение уровней воды распространяется вверх по течению реки. На этом участке возрастают уклоны свободной поверхности и активизируются

эрозионные процессы. Наиболее сильно влияние землечерпательных работ проявляется в меженный период времени, при низких уровнях воды.



Рис. 1. Схема судоходного участка реки Волхов.

Река Волхов является зарегулированной рекой, и поэтому здесь необходимо учитывать особенности руслового режима водохранилищ. Они характеризуется тремя основными явлениями: аккумуляцией речных наносов в чаше водохранилища; деформацией берегов и дна водохранилища; заносимостью наносами входов в заливы и бухты.

Основными причинами изменения руслового процесса на участке ниже плотины являются: поступление в нижний бьеф реки осветленной воды, обладающей большой турбулентностью и избыточной кинетической энергией; увеличение подвижности донных отложений при суточном и недельном регулировании стока; уменьшение расходов и скоростей течения весной во время паводка и их увеличение в межень.

На участке, примыкающем к плотине, наблюдается существенный размыв дна и берегов. При этом принято различать: местный размыв, сосредоточенный непосредственно у плотины и общий размыв, который наблюдается на участке от створа плотины гидроузла и простирается вниз по течению на несколько десятков километров.

В этой связи, в рамках настоящей работы необходимо было исследовать уровеньный режим реки Волхов по данным многолетних систематических наблюдений на стационарных гидрологических постах, и на этой основе, с использованием современных гидрографических материалов, выполнить гидравлические расчеты характеристик движения воды при различных вариантах наполнения русла реки. Это позволит получить оценку влияния проектируемых мероприятий по увеличению гарантированной глубины на гидрологический и русловый режимы реки Волхов, и, с учетом результатов математического моделирования, разработать рекомендации по выбору окончательного варианта проектных решений.

Исследование выполнено специалистами кафедры водных путей и водных изысканий СПГУВК. В работе используется расчетно-методическое обоснование, разработанное сотрудниками кафедры, и прошедшее к настоящему времени обширную проверку и апробацию в расчетной практике при проектировании инженерных воднотранспортных мероприятий на водных объектах Российской Федерации и стран ближнего и дальнего зарубежья.

На основе анализа гидрометрических данных, обработки современных гидрографических материалов натурных наблюдений на затруднительных участках реки Волхов, и с использованием аппарата математического моделирования исследовалась возможность реализации проектных рекомендаций по увеличению габаритов судового хода на участке от истока до устья реки в связи с прогнозируемым ростом объемов перевозок.

Площадь Волховско-Ильменского бассейна равна 80,2 тыс. км<sup>2</sup>, из которых 67,4 тыс. км<sup>2</sup> относится к оз. Ильмень и 12,8 тыс. км<sup>2</sup> – к бассейну р. Волхов. Характерной чертой реки является наличие прямолинейных участков и слабая извилистость русла с коэффициентом, не превышающим 1,16. Эрозионная и аккумуляционная способность реки мала.

Русло реки Волхов слабдеформируемое, сложено, в основном, твердыми подстилающими породами – суглинками, глиной, известняком. На судовом ходу встречаются каменистые гряды. Основные переформирования в русле реки происходят в ее истоке в результате отложения наносов, поступающих из озера Ильмень, и на приустьевом баре, в результате волнового воздействия и вдольбереговых течений в Ладожском озере.

Систематические наблюдения за гидрологическими характеристиками производятся в пяти пунктах: Новгород, с. Краснофарфорный, с. Пчева, Волховский шлюз (верхний и нижний бьефы) и Новая Ладога.

На рис. 2 представлен продольный профиль реки. После постройки Волховского гидроузла в 1926 году река оказалась разбитой на 2 участка: верхний – длиной 197,5 км с подпором воды до оз. Ильмень и нижний – длиной 26,5 км, находящийся в естественном состоянии.

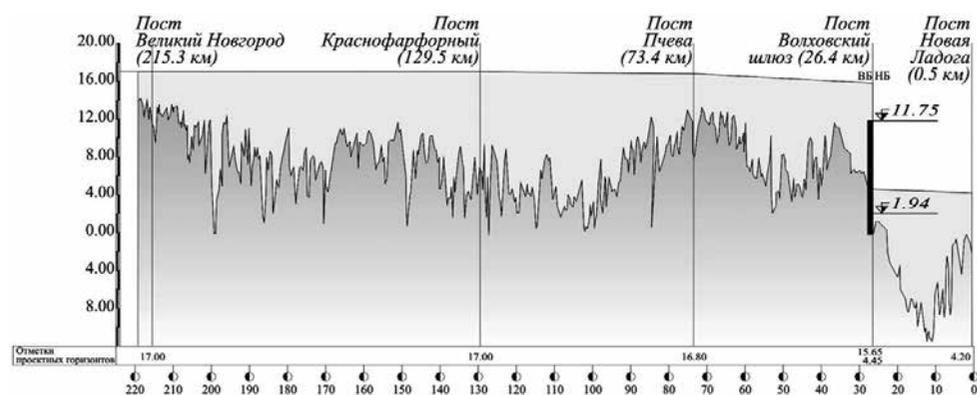


Рис. 2. Продольный профиль реки Волхов.

Анализ гидрологического режима на исследуемом участке показал, что после ввода в эксплуатацию Волховской ГЭС, река Волхов на всем протяжении от истока до створа плотины зарегулирована, находится в зоне переменного подпора и представляет собой русловую часть Волховского водохранилища. Уклоны свободной поверхности на русловой части водохранилища относительно невелики, и, составляют, в среднем, при прохождении половодья в весенний период около 2,3 см/км, а в межень менее 1,0 см/км.

На основании статистической обработки материалов гидрометрических наблюдений на гидрологических постах, расположенных на реке Волхов, построены графики обеспеченности навигационных уровней воды за многолетний период и установлены значения расчетных расходов и уровней воды. При этом, значения обеспеченности проектных уровней путевых работ различаются по длине судоходного плеса (см. табл. 1).

Таблица 1. Обеспеченность проектных уровней путевых работ на р. Волхов.

Гидрологический пост	Отметка проектного уровня, м БС	Обеспеченность, %
Новгород (215,3 км)	17,00	94,5
Пчева (73,4 км)	16,80	82,0
ВБ ГЭС (26,4 км)	15,65	95,0
НБ ГЭС (26,4 км)	4,45	95,0
Новая Ладога (0,5 км)	4,20	89,0

На гидрологических постах Новгород, верхний и нижний бьефы ГЭС проектные уровни имеют обеспеченность, близкую к 95%, что является завышенным для данной группы водных путей, а на г/п Пчева и Новая Ладога – обеспеченность проектных уровней близка к 85%.

Анализ гидрографических материалов показал, что основные затруднения для судоходства на реке Волхов связаны с недостаточными глубинами на судовом ходу в меженный период времени. Для увеличения гарантированной глубины на судоходном плесе необходимо выполнить землечерпательные работы в истоке реки, на Пчевских порогах и в нижнем бьефе Волховской ГЭС. Это позволит обеспечить транзитное судоходство на реке Волхов при малых величинах расходов воды в реке в летне – осеннюю межень.

Другая проблема, связанная с обеспечением безопасного судоходства на реке Волхов, заключается в том, что на судоходном участке имеется целый ряд инфраструктурных ограничений, препятствующих движению судов. Прежде всего, к ним относятся большое количество мостов с недостаточными подмостовыми габаритами, что ограничивает судоходство в период стояния высоких уровней воды во время весеннего половодья на реке.

Кроме этого, транзитное судоходство на реке Волхов ограничивают габаритные размеры камеры Волховского судоходного шлюза. При этом имеются в виду не только размеры камеры шлюза в плане, что препятствует шлюзованию крупнотоннажных судов, но и значения глубины на кореле шлюза для верхней и нижней головы. Последние ограничивают осадку проходящих судов.

Правилами эксплуатации Волховского водохранилища на реке Волхов отметка нормального подпорного уровня воды (НПУ) принята равной 15.74 метра. Отметка проектного уровня путевых работ в верхнем бьефе ГЭС установлена равной 15.65 метра, а в нижнем бьефе 4.45 метра. При этих уровнях воды для шлюзования обеспечивается гарантированная глубина, равная 2.5 метра.

По согласованию с Администрацией Новгородской области допускается работа ГЭС со щитами на гребне плотины и повышение среднесуточной отметки верхнего бьефа до 16.9 м БС. При таких уровнях воды через шлюз могут проходить суда с осадкой до 3.0-х метров. В этом случае отметка уровня воды в нижнем бьефе должна поддерживаться не менее 5.4 метров.

Таким образом, судоходные условия в меженный период времени в верхнем бьефе Волховской ГЭС зависят от двух основных факторов: от состояния судоходных глубин на затруднительных участках плеса при проектном уровне путевых работ заданной обеспеченности и от положения уровней воды в верхнем бьефе. Судоходные условия в нижнем бьефе зависят от положения уровня воды в Ладожском озере, от величины расхода воды, сбрасываемого через гидроагрегаты ГЭС и от отметок дна реки на судовом ходу.

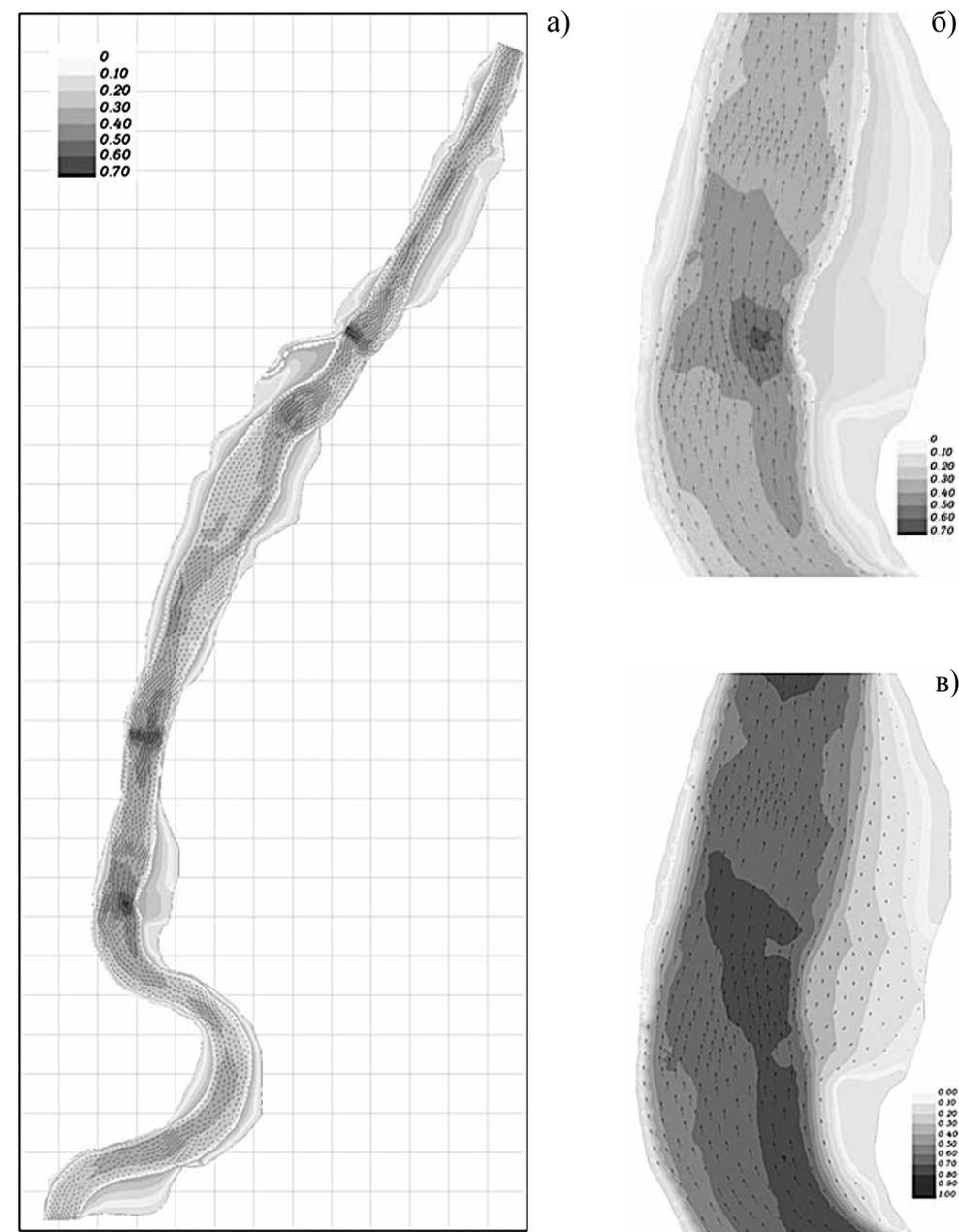
Землечерпательные работы на затруднительных для судоходства участках реки при определенных условиях могут привести к необратимому понижению меженных уровней воды. Такие случаи встречаются на свободных реках при значительном переуглублении перекатов, а также при коренном улучшении судоходных условий, например, спрямлении излучин и др. Наиболее сильно понижение уровней воды в результате землечерпания проявляется при низких уровнях воды.

Для оценки этого эффекта на судоходном участке реки Волхов были выполнены гидравлические расчеты характеристик движения воды. Основную часть соответствующего расчетного обоснования составили расчеты отметок свободной поверхности и построение планов течения на участке расположения проектируемых дноуглубительных прорезей.

Расчеты выполнялись с использованием современного программного комплекса «FLOOD» в плановой постановке. Для этого на расчетной области была построена треугольная конечноэлементная сетка. На сетке был задан рельеф дна. Гидравлические расчеты выполнялись при заданных начальных и граничных условиях при высоких, отвечающих расчетному судоходному уровню воды, и при низких уровнях, отвечающих современному положению проектных уровней воды на судоходном плесе. На рис. 3 графически показаны результаты математического моделирования характеристик течения воды на участке Пчевских порогов.

Выполненные расчеты показали, что проведение землечерпательных работ на Пчевских порогах и в истоке реки практически (в пределах точности измерений) не приведет к понижению бытовых уровней воды. Это позволяет рекомендовать проектные решения по выполнению землечерпательных работ на затруднительных для судоходства участках к реализации без ущерба для состояния окружающей природной среды.

По результатам проведенного исследования в работе получены рекомендации по обеспечению судоходных условий на реке Волхов.



**Рис. 3.** Результаты математического моделирования: а – векторное поле скоростей на участке Пчевских порогов; б – фрагмент векторного поля скоростей в районе Верхней прорези при расчетном судоходном уровне в бытовом состоянии; в – то же, в проектном состоянии.

### Основные выводы и рекомендации заключаются в следующем

В настоящее время гидрологический, гидрохимический, гидробиологический и термический режимы водных объектов в бассейне р. Волхов существенно изменены в результате использования водных ресурсов, что сказывается на экосистеме водных объектов и бассейна в целом. Осуществляются значительные переброски стока в другой бассейн, регулирование стока водохранилищами для целей энергетики, судоходства и др., крупномасштабное безвозвратное водопотребление, в первую очередь, предприятиями энергетики, тепловое загрязнение вод, химическое загрязнение вод (антропогенного и природного характера).

Действия водопользователей зачастую не скоординированы между собой. Каждый из них решает только свои задачи, не учитывая многофакторного характера воздействия, ведущего к деградации экосистемы не только самого Волхова, но и его водоприемника – Ладожского озера. Для того, чтобы оценить степень воздействия всех факторов на каждом расчетном участке необходимо выполнить водохозяйственные расчеты по всему бассейну р. Волхов. По результатам этих расчетов может быть разработан план мероприятий, направленных на улучшение сложившейся ситуации и восстановление экосистем, и установлены правила использования водных ресурсов, ориентированные на устойчивое и безопасное водопользование в бассейне.

Исследование гидрологического режима реки по материалам систематических наблюдений на стационарных гидрологических постах позволяет рекомендовать произвести корректировку отметок проектных уровней путевых работ (ПУ) на судоходном плесе. В соответствии с действующей классификацией водных путей предлагается принять обеспеченность проектных уровней на судоходном плесе реки Волхов, равную 85% по кривым обеспеченности навигационных уровней воды (см. табл. 2).

**Таблица 2.** Рекомендуемые отметки проектного уровня путевых работ на р. Волхов с обеспеченностью 85%.

Гидрологический пост	Отметка проектного уровня, м БС	Отметка проектного уровня относительно нуля графика гидрологического поста, м
Новгород (215.3 км)	17,30	+2,30
Пчева (73.4 км)	16,85	+1,39
ВБ ГЭС (26.4 км)	15,75	+4,00
НБ ГЭС (26.4 км)	4,75	+4,75
Новая Ладога (0.5 км)	4,20	+4,20

В этом случае, установленная гарантированная глубина, равная 1.95 метра, обеспечивается по всей длине реки. Для поддержания судоходных условий на плесе необходимо проводить траление судоходной трассы и камнеуборку на затруднительных для судоходства участках.

Для увеличения гарантированной глубины до 2.4 метра на судоходном плесе при данных проектных уровнях путевых работ необходимо выполнить комплекс

землечерпательных работ общим объемом 73,46 тыс. м<sup>3</sup>. При этом, за счет изменения режима регулирования стока на реке Волхов, необходимо в течение навигационного периода поддерживать в верхнем и нижнем бьефах отметки уровней воды не ниже установленных проектных значений.

Оптимальное решение по обеспечению судоходных условий на реке Волхов с учетом перспективы повышения интенсивности судоходства на транзите, и, связанной с этим, необходимостью увеличения гарантированных глубин на судовом ходу, может быть получено в сочетании варианта изменения регулирования стока на гидроэлектростанции с проведением землечерпательных работ на затруднительных для судоходства участках.

Для рассматриваемого сценария, предусматривающего увеличение интенсивности судоходства и рост объемов перевозок водным транспортом на реке Волхов, дальнейшее повышение обеспеченности проектных уровней путевых работ на судоходном плесе может быть достигнуто за счет поддержания более высоких уровней воды в верхнем бьефе гидроэлектростанции. Однако, для проведения такого решения, связанного с корректировкой Правил эксплуатации водохранилища, необходимо выполнить водохозяйственные расчеты и расчет водного баланса бассейна реки Волхов в характерные по водности годы.

Эти рекомендации затрагивают интересы всех водопользователей в бассейне реки Волхов и требуют проведения специального исследования, посвященного составлению водных балансов в соответствии с прогнозами социально-экономического развития Ленинградской, Новгородской, Псковской и Тверской областей.

В составе этого исследования необходимо решить следующие вопросы.

1. Выполнить анализ проблем водообеспечения в бассейне реки Волхов. Произвести водохозяйственное районирование и построение расчетной линейной балансовой схемы бассейна. Осуществить пересчет водных ресурсов к расчетным створам на современном уровне и в соответствии с прогнозами социально-экономического развития по отраслям экономики.
2. Обосновать современное и перспективное регулирование стока реки Волхов. Выполнить обоснование комплексных попусков. Произвести анализ данных по переброскам стока (межбассейновым и внутрибассейновым) на современном этапе и на перспективу; обоснование допустимых величин переброски стока.
3. Выполнить водохозяйственные расчеты и составить балансы по годам расчетной обеспеченности с выделением лимитирующих периодов на современном этапе и на перспективу.
4. Разработать рекомендации по изменению режима регулирования стока реки Волхов Волховской ГЭС для водообеспечения населения, в интересах энергетики, водного транспорта и других водопользователей.

### Литература

Беликов В.В., Зайцев А.А., Милитеев А.Н., 2001. Численное моделирование кинематики потока на участке неразмываемого русла // «Водные ресурсы», Том 28 №6. – 701–710.

Ляхтер В.М., Милитеев А.Н., 1981. Гидравлические исследования численными методами. М., Водные ресурсы, №3.

Ляхтер В.М., Прудовский А.М., 1971. Исследования открытых потоков на напорных моделях. Энергия, М.

Сегерлинд Л., 1979. Применение метода конечных элементов. М., Изд-во «Мир». – 392 с.

Джордж А., Лю Дж., 1984. Численное решение больших разреженных систем уравнений. М., Изд-во «Мир». – 333 с.

Милитеев А.Н., Базаров Д.Р., 1997. О пульсационных решениях уравнений мелкой воды при стационарных краевых условиях. Сообщения по прикладной математике. Вычислительный центр РАН, М. – 23 с.

Маневич Я.З., 1977. О гидравлическом моделировании с искажением масштабов моделей. Известия ВНИИГ, т. 115, Л.

Bagnold R.A., 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. U.S. Geol. Survey, pap. 422-J.

Мирицхулава Ц.Е., 1977. Надежность гидромелиоративных сооружений. М. Колос. 278 с.

Руководство по улучшению судоходных условий на свободных реках. – С.-Пб.: ЛИВТ, 1992. – 312 с.

Снищенко Б.Ф., 1963. Заносимость дноуглубительной прорези в межень // Труды ЛИВТ. Вып.46.– С. 49–58.

Снищенко Б.Ф., 1964. Скоростной режим потока в судоходной прорези на реке // Труды ЛИВТ-Вып.61.– С. 52–63.

Руководство по расчету деформаций русла и прорезей на перекатах судоходных рек. – М.: Транспорт, 1965. – 148 с.

Лавыгин А.М., 1988. Заносимость дноуглубительных прорезей на прямолинейных участках рек и пути ее снижения.–Автореф.дисс... канд.техн. наук. – Л.: ЛИВТ. 26 с.

Инструкция по землечерпательным работам. – М.: Транспорт, 1989. – 66 с.

ГОСТ 26775-97. Габариты подмостовые судоходных пролетов мостов на внутренних водных путях. Нормы и технические требования. – М.: 1997. – 22 с.

## INFLUENCE OF HYDROTECHNICAL STRUCTURES ON THE MOSCOW RIVER ON THE COURSE OF FLUVIAL PROCESSES

### ИЗМЕНЕНИЕ ВОДНОГО И РУСЛОВОГО РЕЖИМОВ РЕКИ МОСКВЫ В РЕЗУЛЬТАТЕ ГИДРОТЕХНИЧЕСКОГО СТРОИТЕЛЬСТВА

A.S. Zawadsky, I.N. Karganolova

*Moscow State University, Russia*

#### Abstract

**The Moscow river has always been subjected to constant water regime shifts resulting from climatic changes and, more importantly, from human activity involving erection of variety of hydrotechnical structures. The paper discusses mean annual and seasonal changes of outflow in the river channel gathered over many years.**

За всю историю освоения р. Москвы, как одного из основных водных путей центрального региона России, существовало три проблемы: маловодность реки в меженный период; высокие, часто катастрофические половодья; сильная извилистость русла в нижнем течении в пределах широкопойменных участков. С ростом населения г. Москвы и развитием судоходства эти проблемы все более обострялись. Поэтому река, в силу своего огромного многоотраслевого значения, не могла избежать антропогенной перестройки своего водного и руслового режимов. Хотя гидротехнические работы стали проводить еще в XIX веке, основная нагрузка на реку пришлось на 30-е годы и середину XX века, когда практически одновременно водный сток был зарегулирован системой водохранилищ и увеличен практически в два раза за счет переброски воды из реки Волги. Такой комплексный подход в трансформации водного режима реки является для России уникальным, однако его последствия остаются до сих пор мало изученным.

По характеру водного режима р. Москва относится к восточно-европейскому типу с четко выраженным высоким половодьем (проходящим во второй половине апреля), низкой летней меженью, прерываемой дождевыми паводками, и устойчивой продолжительной зимней меженью. В черте города Москвы и ниже по течению до устья (около 160 км из 473 км общей протяженности) река является судоходной.

Начало наблюдений за стоком воды относится к 1880-м гг. В естественных условиях максимальные расходы воды в створе Бабьегородской плотины (в пределах г. Москвы) в отдельные годы превышали 2000 м<sup>3</sup>/с (2033 м<sup>3</sup>/с в 1895 г, 2880 м<sup>3</sup>/с в 1908 г, 2160 м<sup>3</sup>/с в 1926 г), минимальные зимней и летней межени часто опускались до 8–10 м<sup>3</sup>/с, а среднесезонный составлял около 55 м<sup>3</sup>/с. Максимальный зарегистрированный подъем уровней воды отмечен в 1908 г, когда горизонт воды в реке поднялся на 8,8 м над меженными отметками; река и водоотводный канал в центре г. Москвы соединились в одно русло шириной до 1,5 км.

Об уровнях высоких половодий до начала регулярных наблюдений можно судить по меткам, которые наносились на каменной ограде ныне разобранный церкви «Никола в Пупышах» в г. Москве. В.И. Астраков, труд которого «Гидрографический очерк Москвы-реки и ее притоков» 1879 г издания являлся первой публикацией, специально посвященной р. Москве, отмечает постепенное повышение максимальных уровней половодий: 1778 г – 753 см, 1806 г – 772 см, 1823 г – 785 см, 1856 г – 834 см, 1879 г – 839 см, и связывает эту тенденцию с сокращением площади лесов в бассейне р. Москвы. Следует отметить, что некоторую роль в повышении пиков половодий могли играть результаты застройки города (сооружение многочисленных мостов и набережных, сужавших сечение русла и способствующих дополнительному подъему уровней воды в половодье).

Еще более ранние сведения о разрушительных половодьях приводятся в литературных источниках разных столетий:

1607 г.: «*Ко всему этому присоединилось неслыханное наводнение. В то время, когда мы находились в Москве, реки, протекающие через город, выступили из своих берегов, и вода была столь велика, что около 1000 домов отчасти было подмыто, отчасти разрушено совершенно*» («Записки гетмана Жолкевского о московской войне»).

1665 г.: «*На Пасху, которая была 15 апреля, лед на реках растаял, и мы пошли смотреть реку Москву, протекающую под Кремлем. Когда... лед растаял от теплого воздуха, солнечного жара и дождя, мы увидели на реке вещь удивительную: по ней свободно плыли горы снега и льда. Она в эту ночь опрокинула наружную стену Кремля, потопила и разрушила множество домов с немалым числом людей и вырвала с корнем большое количество деревьев. Прежде люди ходили по ней, а теперь стали плавать на лодках из улицы в улицу...*» (Павел Алеппский).

1709 г.: «*А морозы были великие, также и снега были глубокие, а вода была великая на Москве, под Каменный мост под окошки подходило и с берегов дворы сносило... многих людей потопило, а также церкви многие*» («Записки И.А. Желябужского»).

В меженный период наблюдалась противоположная картина состояния реки, обусловленная ее маловодностью, создающей существенные трудности в водоснабжении растущего населения города и для судоходства. В последнем случае ситуация осложнялась значительной извилистостью р. Москвы на широкопойменных участках в нижнем течении. Еще С. Герберштейн в «Записках о Московии» (1549 г) свидетельствовал: «*Плавание по реке медленно и трудно, вследствие многих излучин, которыми она изгибается: это заметно между Москвой и городом Коломной*». В середине XIX века профессор В.И. Лапшин, после своей поездки по р. Москве до г. Коломны писал: «*Летом река так мелка, что в иных местах едва стоит вода на 7 вершков (31 см), такую воду называют «сухой». Сотни рабочих и табуны лошадей поджидали караваны на наиболее мелководных участках. На некоторых перекатах, чтобы сдвинуть баржу, приходилось нанимать до 200 рабочих и 40 лошадей. Иногда баржи не удавалось снять с мели, тогда их продавали на слом...*».

Судя по документальным источникам, описанные выше проблемы пытались решать начиная с XVIII века. Так, еще во времена правления Петра I в 1722–1723 гг был создан проект канала Москва-Волга, воплощенный только в 30-е гг XX века. О значимости р. Москвы как водного пути говорит тот факт, что одним из первых

картографически отображенных участков русла р. Москвы был участок «Марчугских лук», представляющих собой серию крутых излучин, на протяжении веков считавшихся наиболее затруднительными для судоходства. Составленный в XVIII веке план р. Москвы – одна из древнейших карт российских рек. Он является уникальным документом о положении русла реки и проектировании огромных, даже по современным меркам, гидротехнических сооружений. Помимо спрямлений отдельных крутых излучин, предполагалось строительство канала длиной более 13 км, спрямляющего целый меандрирующий участок «Михалевских-Марчугских лук», сократившего бы длину русла в два раза. Однако этот проект был реализован только в середине XX века.

Работы по внутригодовому регулированию стока воды планировалось осуществить в начале-середине XIX века. О выполнении для этих целей проектных исследований позволяет судить изданная в 1809 г рукописная «Генеральная карта р. Москвы от впадения р. Рузы до соединения ее с р. Окой...» где предполагалось соорудить 8 водохранилищ. Как и в случае со спрямлением излучин, проекты строительства водохранилищ проектировались задолго до их осуществления. Ввод в эксплуатацию первого крупного водохранилища на притоках р. Москвы произошел только в 1935 г.

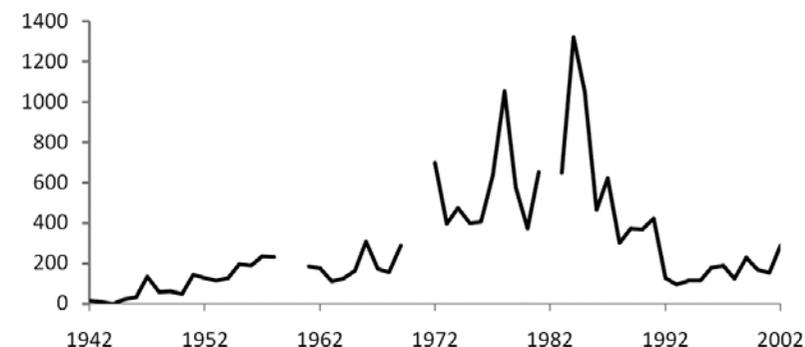


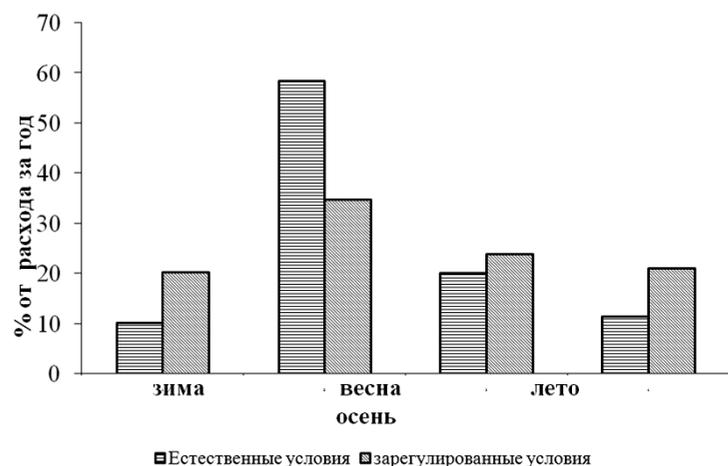
Рис. 1. Изменение объемов дноуглубительных работ (тыс. м³) на р. Москве в период с 1942 по 2002 гг в пределах участка г. Москва – устье (пробелы – данные отсутствуют).

В 1870-х гг в целях улучшения условий судоходства река в нижнем течении была шлюзована. Шлюзы - Перервинский, Беседенский, Андреевский, Софьинский, Фаустовский, Северский – были устроены в каналах, прокопанных в стороне от реки и рассчитаны на одновременный пропуск двух судов. Хотя строительство шлюзов и позволило увеличить глубины в русле, состояние главного водного пути московского региона было плохим. Из-за отсутствием контроля за состоянием судового хода на нем постоянно формировались новые перекаты и небольшие острова. Реконструкция шлюзованной системы и создание надежного водного пути произошло в первой половине XX века. Для обеспечения поддержания гарантированной судоходной глубины в черте города были построены Рублевский, Карамышевский и Перервенский гидроузлы. Отметки судоходного уровня в створах плотин были значительно увеличены: на Бесединском гидроузле – на 59 см, Андреевском – 69 см, Софьинском – 71 см, Фаустовском – 73 см, Северском – 88 см. Уровненный режим

летом и осенью контролируют все семь плотин, зимой подпор поддерживают только три – Рублевская, Карамышевская и Перервинская.

На протяжении второй половины XX века выполнялись дноуглубительные работы по совершенствованию трассы судового хода, сосредоточенные на перекатах, а также разрабатывались русловые карьеры по добыче песка. В русловых карьерах в отдельные годы безвозвратно изымалось до 10 млн. тонн песчаного материала. Капитальные работы на трассе судового хода начались в 1940-х гг и в 1970–1980-х гг достигали объемов более 1000 тыс. м<sup>3</sup> (рис. 1). В результате из существовавших до середины XX века 34 перекатов, лимитирующих судоходство, к 1990-м годам осталось менее десяти. В настоящее время объемы работ по трассе судового хода не превышают 150–200 тыс. м<sup>3</sup>.

С 1930-х гг для улучшения водообеспечения питьевой водой г. Москвы начинается проектирование системы водохранилищ на р. Москве и ее притоках, и с середины XX века сток воды Москвы становится зарегулированным гидроузлами: Можайским (в эксплуатации с 1960 г), Рузским (с 1966 г), Озернинским (1967 г), Истринским (с 1935 г). Зарегулированный сток воды коренным образом изменил гидрологический режим реки: пик половодья был срезан, меженные расходы возросли (рис. 2). Таким образом, обеспеченность высоких расходов воды снизилась, меженных – увеличилась.



**Рис. 2.** Диаграмма распределения расходов воды по сезонам (в % от годового расхода) в естественных (1895–1933 гг) и зарегулированных (1945–2004 гг) условиях в черте г. Москвы.

Пропуск половодья через гидроузлы регулируется в зависимости от ожидаемого объема стока талой воды. Первоначально разработанный режим работы плотин корректируется в течение половодья по мере получения новой гидрологической информации и уточнения прогнозов. Сложнее задача стоит при пропуске летне-осенних паводков. Пики половодий «срезаются» всегда ввиду того, что водохранилища к началу половодья имеют свободную емкость, а пики паводков – только в тех случаях, когда им предшествовал продолжительный меженный период. В случае прохождения паводка при заполненных водохранилищах к естественному притоку воды с незарегулированной

части водосбора добавляется сброс из водохранилищ. Таким был паводок в 1980 г, пик которого достиг 655 м<sup>3</sup>/с, превысив пик половодья. Высокие паводки за последние годы (с максимальным расходом воды около 300 м<sup>3</sup>/с) наблюдались в 1989, 1998 и в 2004 гг.

С 1937 г введен в эксплуатацию канал «Имени Москвы», по которому осуществляется переброска воды из р. Волги. Одна часть перекачиваемого стока (около 40 м<sup>3</sup>/с) идет на обводнение рек Москва, ее притока Яузы, рек бассейна р. Оби – Клязьмы и Учи; а вторая (порядка 30–35 м<sup>3</sup>/с) – на водоснабжение города Москвы. Последняя часть воды за исключением безвозвратных потерь, сбрасывается в р. Москву после очистки Курьяновской и другими станциями аэрации. Благодаря переброске стока воды из Волги водоносность р. Москвы ниже города увеличилась почти в два раза.

С 1978 г производится дополнительная переброска части стока из верхнего течения р. Волги по рекам Вазузе и Рузе в р. Москву, что увеличивает ее расход воды еще на 12 м<sup>3</sup>/с.

В таблице 1 приведены данные 1970-х гг об изменении среднегодовых и минимальных месячных расходов по длине реки. Изменение годового стока до пос. Петрово-Дальнее (выше подхода канала «Имени Москвы») незначительно. В большей степени изменилось сезонное распределение стока. Минимальные расходы воды возросли в два и более раза. Потери речного стока в результате повышенного испарения с поверхности водохранилищ не имеют существенного значения. У пос.

**Таблица 1.** Антропогенное изменение стока р. Москвы во второй половине XX века.

Створ	Среднегодовые расходы воды			Минимальные месячные расходы воды		
	Естественные, м <sup>3</sup> /с	Изменение		Естественные, м <sup>3</sup> /с	Изменение	
		м <sup>3</sup> /с	%		м <sup>3</sup> /с	%
Можайская плотина	9.3	0.5	-5	1.5	6.1	407
г. Звенигород	30.7	-1.2	-4	6.4	12.9	202
пос. Петрово-Дальнее	45.6	-0.7	-2	13.1	16.0	122
пос. Павшино	46.2	25.2	-55	13.2	-4.1	-31
Ниже устья реки Сходни	48.0	5.0	10	13.9	24.3	175
Перервинский шлюз	51.6	15	25	16.1	35.6	221
Андреевский шлюз	52.6	42.6	81	16.5	61.9	375
Софьинский шлюз	69.2	61.8	89	21.3	81.1	381
Устье р. Москвы	92.8	61.8	67	28.5	80.5	282

Павшино забор воды из р. Москвы на водоснабжение столицы уменьшает водоносность реки более чем на 50%. Ниже вода из канала «Имени Москвы» с избытком

компенсирует это уменьшение. Между Перервинской и Софьинской плотинами в р. Москву осуществляется сброс воды после ее очистки из городских очистных сооружений. В результате происходит значительное антропогенное увеличение стока (до 90% увеличиваются среднегодовые расходы воды, до 380% – минимальные).

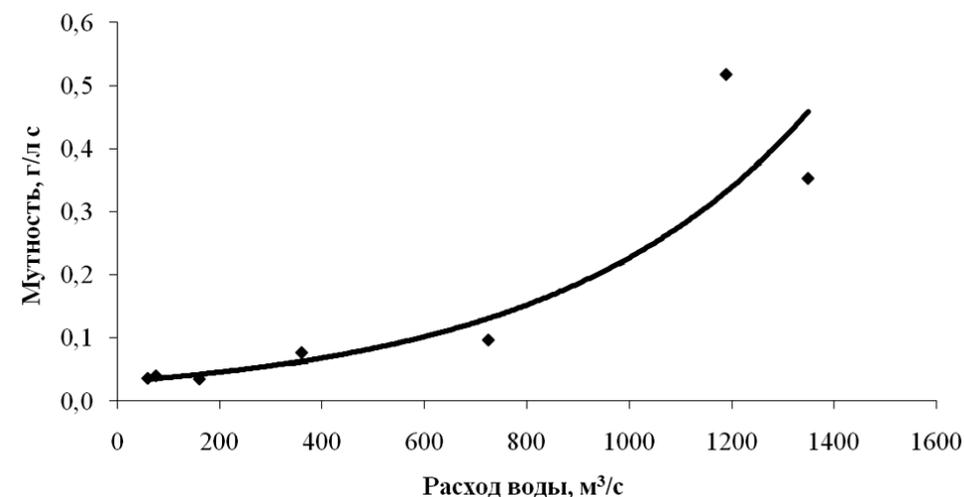
Еще одной особенностью гидрологического режима р. Москвы являются регулярно проводимые санитарные «промывки» русла реки. За счет внутригодового перераспределения стока из естественного объема весеннего половодья изымается около 450 млн. м<sup>3</sup> воды (около половины всего объема), который расходуется потом в меженный период. Это привело к ухудшению экологической обстановки речного комплекса. В черте города Москвы река находится в подпоре от Перервинской, Карамышевской и Бесединской плотин и скорость воды в межень не превышает 0,1 м/с, что способствует аккумуляции загрязняющих веществ в донных отложениях. Для улучшения санитарного состояния в многоводные годы осуществляется гидравлическая промывка русла в период половодья. Она производится созданием искусственного промывочного паводка за счет попусков воды из водохранилищ. В результате размывается значительный, порядка 1,0 м, слой загрязненного грунта. Санитарные попуски осуществлялись 8 раз (в 1947, 1951, 1960, 1962, 1970, 1981, 1982, 1998 гг). Последний из них проводился в условиях относительно невысокого расхода воды (около 700 м<sup>3</sup>/с), в то время как в 1947 г максимальный расход достигал 1000 м<sup>3</sup>/с, а в 1951 – 1900 м<sup>3</sup>/с. В целом, промывка русла благоприятно сказывается на санитарном состоянии реки в пределах г. Москвы и является на настоящий момент наиболее доступным способом очищения русла.

С изменением водного режима существенным образом изменен и режим стока наносов, сведений о котором в нижнем течении реки Москвы практически нет. Некоторые наблюдения и расчеты велись перед строительством канала «Имени Москвы». За период весеннего половодья до зарегулирования стока проходило более 95% годового стока взвешенных наносов. После введения в эксплуатацию канала сток взвешенных наносов измерялся только в районе Заозерского моста (ниже г. Москвы) в период весеннего половодья 1945 года. В результате работ была рассчитана средняя по вертикалям мутность, соответствующая среднесуточному расходу воды. На основании этих данных была построена зависимость содержания взвешенных наносов от расхода воды в период половодья (рис. 3).

На основании собранной информации по режиму наносов можно сделать вывод, что в связи с зарегулированием стока реки и срезкой пиков весенних половодий годовой сток взвешенных наносов сократился примерно на 40–50%. Во внутригодовом распределении процент весеннего стока наносов (от годового) несколько уменьшился, а летнего и осеннего незначительно увеличился.

Сопоставление разновременных картографических материалов и рекогносцировочные натурные обследования показали, что после существенного увеличения стока воды в XX веке активизировались русловые деформации, проявляющиеся в смещении широко распространенных нижнем течении реки Москвы излучин. Также происходит увеличение общей ширины русла, а динамическая ось потока смещается к выпуклым берегам излучин, чему также

способствуют дноуглубительные работы. Интенсивность современного процесса перестройки русла характеризуется активным размывом береговой линии. На широкопойменных участках размываются от 30 до 50% береговой линии. Наиболее интенсивный размыв берегов (до 1–1,5 м/год) приурочен к вогнутым берегам в нижних крыльях излучин. В результате в настоящее время русло р. Москвы находится в процессе адаптации к новым гидрологическим условиям.



**Рис. 3.** Зависимость стока взвешенных наносов от расхода половодья 1945 года (среднего по водности и продолжительности) в створе Заозерского моста (110 км от устья).

Комплекс работ по гидротехническому строительству, проведенный на реке в середине XX в позволил оптимизировать условия эксплуатации относительно маловодной р. Москвы. С зарегулированием и увеличением меженного стока решены основные проблемы по предотвращению катастрофических половодий и маловодности реки в межень. На трассе судового хода с подъемом уровней воды плотинами сложилась благоприятная обстановка (поддерживаемая землечерпательными работами). Тем не менее, изменение водного и руслового режима приводит к возникновению новых проблем, требующие внимания. Речь идет, главным образом, об экологической напряженности в условиях близости крупнейшего промышленного центра России – города Москвы, а также изменении направленности и интенсивности в развитии русловых деформаций. Последнее связано с тем, что русло реки, исторически сформированное потоком одной водности, после описанных выше антропогенных преобразований вынуждено перестраивать свои параметры под новые гидравлические условия. В результате происходит интенсивный размыв береговой линии, приводящий к сокращению площадей хозяйственного назначения.

## INFLUENCE OF WATER BARRAGE OPERATION ON CHANGES IN HYDROLOGICAL REGIME OF THE RIVER BELOW – ILLUSTRATED BY THE EXAMPLE OF THE DAM IN WŁOCŁAWEK

ВЛИЯНИЕ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ ПЛОТИНЫ НА ИЗМЕНЕНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА - НА ПРИМЕРЕ ПЛОТИНЫ ВО ВЛОЦЛАВЕКЕ

M. Habel, L. Pieron

*Kazimierz Wielki University in Bydgoszcz, Poland*

### РЕЗЮМЕ

В статье затронут вопрос влияния искусственных водохранилищ на изменение режима реки. Автор вел тщательные наблюдения изменений колебаний уровня воды и собрал исторические гидрологические данные кас. реки Висла ниже плотины во Влоцлавеке. В результате проведенных исследований, в период с самого начала введения плотины в эксплуатацию (1968 г.), автор выделяет три различных режима ее работы, в т.ч. ремонтный режим, состоящий в полном, продолжающемся несколько часов, задержании стока воды из Влоцлавского водохранилища.

### Introduction

Rivers are considered the most common and significant factor in the process of earth surface formation. At the same time they constitute a very sensitive ‘organism’, which quickly reacts to any form of disturbance (Klimaszewski, 1978). Regardless of the size of the river, its course or climate zone in which it functions, construction of a water barrage constitutes the strongest possible interference in the fluvial system. Development of structures regulating the river course appears to play equally significant role and both these elements cause drastic changes in hydrological phenomena and clastic load transport, which, as a result, may lead to formation of a different channel type.

Important research papers referring to the question of water barrages influence on channel processes, including flow regime below the said barrages, involve the following: research by N.I. Makkaveev (1957) below Rybinsk Reservoir, on the Volga, as well as below Dnieper Reservoir, on the Dnieper; R.S. Chalov et al. (2001) on the Ob river, below Novosibirsk Reservoir; Z. Babiński (1992, 2002) on the Vistula river, below the Włocławek dam (2000); B.V. Belyj et al. (2000) on the Yenisei river, below Sayano-Shushenskaya Reservoir; E.D. Andrews (1986) below Flaming Gorge Reservoir, on the Green river; M. Kondolf (1997) on Keshweek Reservoir, on the Sacramento river; N. Zdankus and G. Sabas (2006) below the hydro power plant in Kaunas, on the Neman river; X.X. Lu and R.Y. Siew (2006) below Manwan Reservoir, on the Mekong river.

### Scope of research

The object under study constitutes a fragment of the lower and estuary reach of the Vistula river, i.e. from Włocławek (675<sup>th</sup> km) to Tczew (908<sup>th</sup> km). The lower Vistula concentrates approximately 65% of Vistula’s water resources and approximately 30% of Poland’s hydro-energetic resources. It displays features of a transit river with complex hydrologic system. Its water regime is predominantly shaped in the upper and, albeit to a smaller extent, the middle part of the basin. The lowland tributaries provide relatively stable flows (Rusak, 1982). High water stages of the lower Vistula occur mostly in March and April, less often in late spring and summer. The former are caused by early-spring meltwater run-off, often intensified by movement of slush and floating ice. The latter, on the other hand, usually short, result from heavy rainfalls. In both cases flood waves occur, having the relative height of 3–5 m (Babiński, 1992), up to maximum 8 m. Lower water stages are observed mainly at the turn of autumn and winter (September – November). The maximum discharge on the lower Vistula took place in March 1924, when it amounted to 8620 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup> in Płock and 8305 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup> in Włocławek. Such discharges have not occurred ever since. The average discharge on the lower Vistula channel, in Toruń, amounts to 1000 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>.

The natural hydrologic regime of the lower Vistula is perturbed by the dam in Włocławek, which has been operating since October 1968. Its influence tends to be most evident in the direct vicinity of the barrage, however, it actually extends over the entire lower and estuary reach of the river.

### Materials used

Hydrologic data used for the purpose of this study was provided by, among others, the administrator of the Hydro Power Plant in Włocławek. The data includes prior unpublished statements on the inflow of water to Włocławek Reservoir in the years 1970–2006. Another important source material involves the records on 46 flood waves which were allowed to go through the water barrage in Włocławek in the years 1970–2010. The data on hourly water stages was obtained from Regional Water Management Authority in Warsaw. The records were acquired from a digital limnigraph located at the water barrage lower floodgate in Włocławek. The material covers the period from November 1996 to December 2009. Thanks to the web portal ran by the Institute of Meteorology and Water Management – National Research Institute ([www.imgw.pl/pogodynka](http://www.imgw.pl/pogodynka)) separate data was gathered from November 2008 to December 2010 concerning discharges and water stages at Włocławek and Toruń gauging stations. Moreover, own gauging stations were installed and separate observations were conducted regarding the hourly changes of water stages.

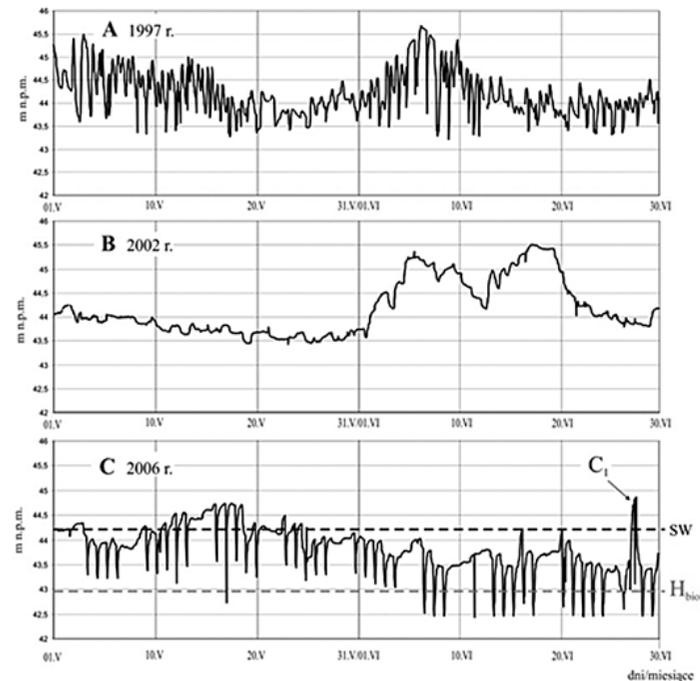
### Results of research

Work regime of the water barrage in Włocławek in the last 40 years can be divided into three characteristic systems of operation:

Regime I – from January 1970 to February 2002 the power plant operated at peak-capacity – intervention mode. Such organization of work had great impact on hourly changes of discharge rate

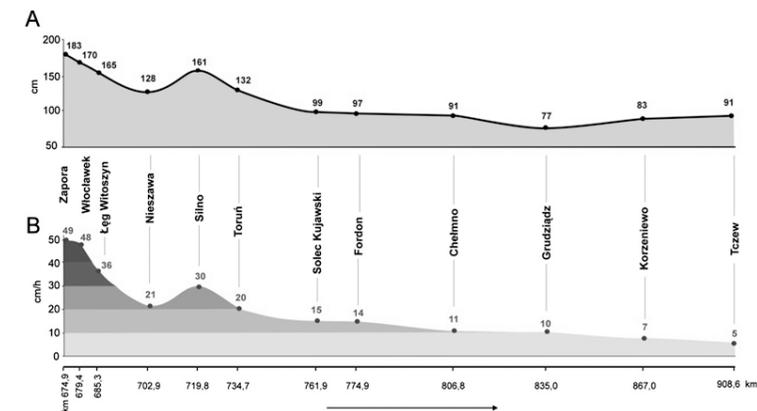
(daily fluctuation of water stages) below the dam (pic. 1 – A), daily amplitude of which ranged from 2.0 to 3.0 m (Babiński, 1982). At that time daily fluctuations of water stages were noticeable on the entire reach down to Chełmno. In the Fordon profile (100 km away from the barrage) the changes reached up to 50 cm (Machalewski et al., 1974). The highest rate of amplitude in the range from 0.5 to 2.0 m occurred in the river channel up to 30 km away from the barrage. Farther away the fluctuation gradually minimized. Moreover, due to short breaks between water discharges, waves tended to overlap and made the impact of the dam appear more perceptible at shorter distance.

Regime II – it was assumed that from February 2002 the power plant would work exclusively in constant-flow mode, i.e. the supply of water to Włocławek Reservoir was meant to be equal to the discharge released by the dam (pic. 1 – B) and the minimum acceptable flow was to be maintained at  $350 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Decyzja..., 2001). However, the provisions stipulated in the new decision were in effect only for half a year. As a result of equalized flow occurrence, the daily amplitudes of water stages fluctuation amounted to average 0.2 m and did not exceed 0.5 m (pic. 1 – B). Such work regime of the power plant was close to the natural hydrologic regime.



**Pic. 1.** Example hydrograms of the course of hourly water stages below the dam in Włocławek, illustrating three different operation regimes of the barrage: A – peak-capacity–intervention mode; B – constant flow mode; C – repair-intervention mode; C1 – water supply to the lower reach of the Vistula channel by the alimentation wave for the purpose of navigation (compilation based on the data obtained from a digital limnigraph RZGW Warsaw – Inspectorate in Włocławek); SW – mean flows from the period of many years; H<sub>biol.</sub> – water level corresponding to the minimum acceptable flow of  $350 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  Decyzja..., 2001).

Regime III – from September 2002 repair system had to be implemented. For approximately 8 hours a day water discharges from the reservoir ceased entirely, i.e. the maintenance of biologic flow stipulated in the permit required by Water Law Act from 2001 was breached. 1 – C). The procedures were carried out on workdays, usually from 8 am to 1 pm, excluding periods of high water supply to the Włocławek Reservoir (Komunikat..., 2007; Komunikat..., 2010). The said mode of operation was implemented in order to carry out maintenance, which included repairs of spillway, sheathing of the check dam that stabilizes the surface of water below the weirs and the power plant, as well as filling the 12 – 17 m deep meander pools (spot incisions) directly below the stabilizing check dam, which tend to occur after a flood wave flows through. Due to the implementation of the repair-intervention system of work, the daily amplitudes of fluctuation amounted up to 3.0 m (pic. 1 – C). Over 80% of days in a year displayed amplitudes ranging from 0 m to 1.0 m, and approximately 3% – over 2.0 m. Observations indicated that operation of the water barrage during the repairs conducted at the lower station of the dam, which involved limiting the discharge of water from Włocławek Reservoir for approximately 6 hours, resulted in occurrence of water surface fluctuation at the station in Toruń (60 km below) at the amplitude of up to 1.5 m, and in Fordon (100 km below) with an amplitude reaching approximately 7.0 m. Intervention mode of operation at low discharges proved to be particularly adverse for the water environment of the Vistula, since water flow was lower than the biologic one within a long reach of the river. At that time considerable fragments of river bed started to emerge within the bank zone and at the entire width of the channel behind mounds.



**Pic. 2.** Course of the selected parameters of the wave supplying the channel in the longitudinal profile of the lower Vistula (June 25<sup>th</sup>–28<sup>th</sup>, 2007). A – elevation height of the wave in cm, B – maximum value of water level fluctuation in  $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ .

From September to the beginning of 2010 over 30 intervention discharges of water were performed from the reservoir to increase the depth of the navigation route for the large-size load transport on the Vistula (pic. 1 – C-C1). At the reach between Włocławek and Silno (distance of approximately 45 km) navigation with large vessels at the discharges lower than  $800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  is rendered impossible (due to bed thresholds uncovered by erosion). “Instruction

for water management at the water barrage in Włocławek” from 2006 stipulates that such large spills may be performed only when the discharge from the hydro power plant maintains intensity of  $1170 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , and the spill may last no longer than 12 hours. The capacity of water discharged in such situations (as an artificial small flood wave) was to be approximately  $30 \text{ mln m}^3$  (7.4% of total capacity or 56.6% of reservoir’s useful capacity). Before the scheduled discharge, water in the reservoir was meant to be retained for the period of 2 to 7 days.

So far a claim has been maintained that when the dam begun to operate the daily fluctuation of water stages caused by the operation of Włocławek power plant occurred on a 200 km-long reach down the river (Machalewski i in., 1974). The experiment conducted in June, July, September and October 2007 revealed that the actual impact range of dam operation greatly exceeded 200 km. Hourly changes in the level of water surface were observed at 12 gauging stations located at the reach between Włocławek and Tczew during the intervention discharge of water performed to allow for the transport of a tanker from the river shipyard in Płock to Gdańsk.

Data analysis showed that the elevation of the supply wave (the height of the wave) did not exceed bank water level at any of the stations and ranged from the maximum of 183 cm in Włocławek to the minimum of 77 cm in Grudziądz (160.1 km below the dam). In Tczew, 234 km below the barrage, the culmination amounted to 91 cm (pic. 2 – A). Local modifying factors clearly influenced the course and shape of the wave. The said factors include (among others): possible channel and valley retention, hydrotechnical structures, accumulation of channel sand formations. For that reason the elevation of the wave, instead of decreasing along the course of the lower Vistula, increased in the measurement profile of Silno, Korzeniewo and Tczew in comparison to the higher located reaches (pic. 2 – A).

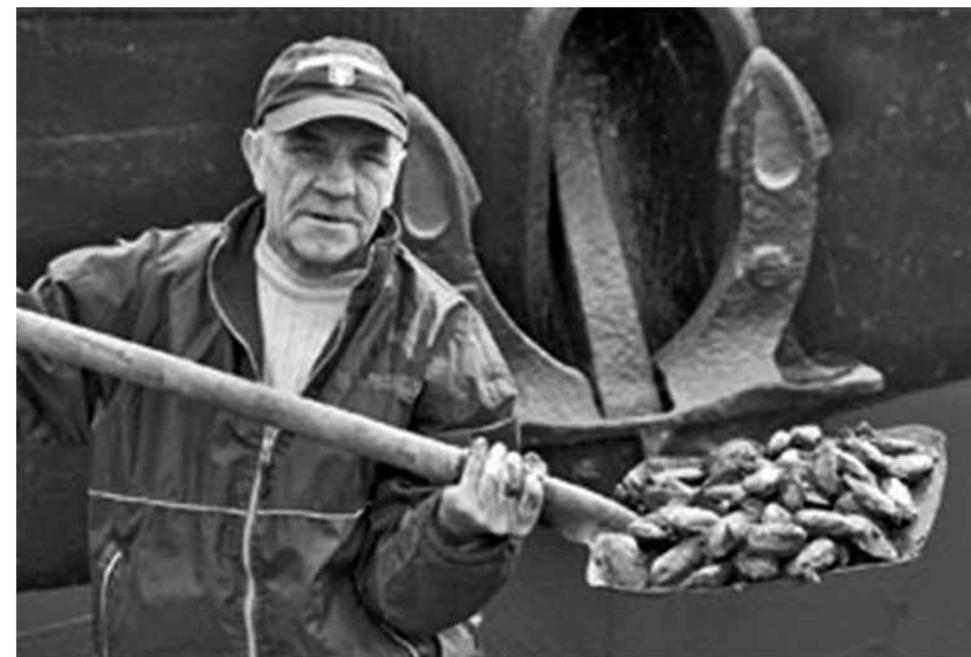
The maximum recorded hourly fluctuation of water level at the stage of increase amounted to  $49 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$  in the dam profile and  $48 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$  in Włocławek. It decreased to  $21 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$  in Nieszawa. Then again increased to  $30 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$  in Silno and decreased back to  $20 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$  in Toruń. Further down the river the value did not exceed  $20 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$  and it amounted to only  $5 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$  in Tczew (pic. 2 – B). Observation of the consecutive three supply waves, which occurred in 2007 on July 22<sup>nd</sup>, September 23<sup>rd</sup> and October 14<sup>th</sup>, showed that propagation of the waves, and the value of hourly water stages fluctuation in particular, was considerably influenced by the initial filling ratio of the Vistula channel (immediately before the water discharge from Włocławek Reservoir). Observation of four different waves allowed to formulate a conclusion that the impact range of power plant operation on the hydrologic conditions depends on the extent to which the channel is filled with water. The higher are the water stages, the shorter is the distance at which fluctuation occurs.

### Summary and conclusions

While assessing the influence of the dam in Włocławek on the water stages regime of the Vistula river one may assume that during low discharges the largest hourly fluctuations of water stages occur on the reach between the dam and Toruń (distance of 60 km) and range from  $49$  to  $20 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$ . Taking into consideration that for the natural course of a large river fluctuation of water stages does not exceed  $10 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$  (Zdankus, Sabas, 2006), it can be

assumed that fluctuations lower than the said value are observable only below that reach, in Korzeniewo and Tczew (i.e. over 160 km below the dam). The maximum hourly fluctuation at these stations amounted to  $7$  and  $5 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$  respectively. However, at the farthest located station (Tczew) daily fluctuation of water stages reached over 80 cm, while elevation of the alimentionation wave amounted to 91 cm. On this basis one may assume that the impact of dam operation in Włocławek on the course of hydrologic conditions, such as hourly fluctuation of water stages, extends to over 160 km long reach down the river, while its range of influence on daily changes covers over 230 km.

In May 2007 the new repair-intervention regime of Włocławek dam operation caused ecological catastrophe on the lower Vistula. After supplying the channel for the purpose of navigation it took an hour to replenish the deficiency of useful capacity in Włocławek Reservoir. In order to achieve it the level of water below the dam was lowered to the level of biological flow. Additionally, discharge was ceased for approximately six hours (due to planned maintenance works on the check dam stabilizing the lower weirs and the power plant). Overlapping of these two factors caused considerable lowering of the water stages on the reach between Włocławek and Grudziądz, which lasted approximately 10 hours. All aspects combined resulted in great fish and molluscs mortality (photo 1).



**Photo 1.** Employee of a company extracting gravel from the river in Fordon – Bydgoszcz (100 km below the dam) helping molluscs to return to water – May 2007. Molluscs were aground due to the lowering of water flow at the dam in Włocławek to the value below biological flow (photo from ”Nowości Toruńskie” journal).

## References

- Babiński Z., 1992. Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły, Prace Geograficzne nr 157.
- Babiński Z., 2002. Wpływ zapór na procesy korytowe rzek aluwialnych, Akademia Bydgoska im. Kazimierza Wielkiego.
- Belyj B.V., Vinogradova I.I., Ivanov V.V., Nikitina L.N., Chalov R.S., Chernov A.V. 2000. Morfologia i deformacja rusła Verchnego Jeniseja, między Sajano-Szuszenskoj GES i Krasnojarskim Vodochraniliszczem, [w:] R. S. Chalov (red.) Erozja poczw i ruslovyje processy, 12, Moskwa.
- Chalov R.C., 2001. Słożno pazbitjeljennyje rusła rawninnych rjek: usłownja formirowanja, morfologia I deformacja. Wodnyje resursy, t. 28, nr 2.
- Chełmiak M., 2007. Remont progę zabija życie w Wiśle, Nowości, 12.05.2007 wyd. Express Media Sp. z o.o. (artykuł prasy lokalnej).
- Decyzja nr OŚ OW 6811-6/01 – pozwolenie wodno-prawne na piętrzenie wód rzeki Wisły oraz na pobór i zrzut wody przez stopień wodny „Włocławek” i elektrownię wodną „Włocławek”, 14.12.2001.
- Elektrownia Wodna we Włocławku – dopływy wody do Zbiornika Włocławskiego w okresie 1970–2006 (dane cyfrowe, niepublikowane) oraz opracowanie dotyczące wpływu Zbiornika Włocławskiego na bezpieczeństwo powodziowe Torunia, 2010.
- Habel M., 2007. Fluvial processes below the Włocławek dam, Proceedings of the 10<sup>th</sup> International Symposium on River Sedimentation. August 1–4, Moscow, Russia, vol. 2.
- Habel M., 2010a. Zasięg oddziaływania stopnia wodnego we Włocławku na wahania stanów wód dolnej Wisły, Monografie Komitetu Inżynierii Środowiska PAN, vol. 68.
- Internet 1 – www.pogodynka.pl (serwis informacyjny IMGW).
- Juracek M., 2002. Channel-Bed Elevation Changes Downstream From Large Reservoirs in Kansas, Water – Resources Investigations Report, USGS.
- Komunikat RZGW Warszawa, 2007. Komunikat o przerwach w przepływie wody przez stopień wodny we Włocławku z 27.04.2007 r., Kierownik Inspektoratu RZGW we Włocławku (mat. niepubl.)
- Komunikat RZGW Warszawa, 2010. Komunikat o ograniczeniu przepływu wody przez stopień wodny we Włocławku z 15.10.2010 r., Kierownik Inspektoratu RZGW we Włocławku (mat. niepubl.)
- Kondolf M., 1997. Hungry water: Effects of dams and gravel mining on river channel, Environmental Management, Vol. 21, No. 4.
- Lu X.X., Siew R.Y., 2006. Water discharge and sediment flux changes in the Lower Mekong River: possible impacts of Chinese dams. Hydrology and Earth System Sciences 10.
- Machalewski W., Mielkowski M., Rozwadowski J., 1974, Wpływ stopnia wodnego we Włocławku na warunki żeglugowe Wisły dolnej, Gospodarka Wodna, nr 3.
- Zdankus N., Sabas G., 2006. The impact of hydropower Plant on downstream river reach, Environmental research, engineering and menagement, no. 4.

## IMPACT OF RIVER DREDGING ON HYDROECOLOGICAL CONDITIONS OF SMALL RIVERS

### ВЛИЯНИЕ РАСЧИСТОК РУСЛА НА ГИДРОЭКОЛОГИЧНУ СИТУАЦИЮ И РУСЛОВЫЙ РЕЖИМ МАЛЫХ РЕК

V.G. Smirnova

*Poltava University of Economics and Trade in Poltava, Ukraine*

#### Abstract

The article discusses changes in the channel courses of 20 minor rivers in the Poltava region – East Ukraine. The research focuses on the period from 1960 to 2009. As a result, the author divided the reaches of the rivers under study into mountain, plain and submontane. She evaluated the impact of hydrotechnical works, including dredging, on the course of the channels and hydroecologic conditions.

#### Постановка проблемы

Для успешного решения гидроэкологических проблем очень важной является всесторонняя оценка влияния на окружающую среду всех видов хозяйственной деятельности. Одним из видов хозяйственной деятельности, который достаточно активно проводится на малых реках Украины является расчистка их русел. Этот вид работ, в целом, способствует улучшению экологического состояния рек, возобновлению естественной дренажности прилегающих территорий, улучшению гидрогеологической и инженерно-геологической ситуации, состояния почв, флоры и фауны на пойме. Кроме того, расчистка русла увеличивает его пропускную способность и уменьшает шероховатость, тем самым снижая опасность значительного затопления прилегающих территорий. Такая большая позитивная роль расчистки связана с быстрой реакцией реки на механические смены объема русла, почти мгновенным достижением ожидаемого результата: исчезновением мусора, ила, водной растительности, понижением уровня поверхностных и подземных вод и т.д. Однако река – это не просто канал для транспортировки воды, это естественное образование в котором формируются разнообразные живые и неживые формы: перекаты и плесы, острова и отмели, качественный и количественный состав воды, определенные растительные и животные группировки. Любое влияние на эти формы приводит к нарушению их состояния. Реагируя на эти смены система стремится возобновить естественное равновесие через компенсационные факторы. Отдельные реки спустя некоторое время после расчистки самовосстанавливающиеся, возвращаются в предыдущее состояние. Значительная же часть рек испытывает необратимые изменения, которые приводят к негативному влиянию на природу и хозяйство. Подтверждением этого являются частые сетования общественности,

острые публикации в средствах массовой информации. Поэтому сегодня важной задачей является исследование позитивных и негативных сторон выполнения расчисток русла и теоретическое обоснование необходимости учета естественных процессов при хозяйственном освоении рек и их долин.

Научные работы в которых рассматривается влияние расчисток русел на гидродинамическую систему «поток-русло», гидрологический режим, гидроморфологические параметры рек и гидроэкологическую ситуацию, речные ландшафты довольно ограничены. (Мордвинцев, Отверченко, Богуславская, 2007, Субботина, Пагин, Солодовник, 2007; Шелудко, Скакальский, 2007; Ткачев, Булатов, 2002). Целью настоящей работы является всесторонняя оценка видов расчисток русел, анализ их влияния на гидрологический, гидроэкологический режимы и русловые переформирования. Для решения поставленной задачи автором было рассмотрено более 20 конкретных примеров выполнения работ по расчистке русел малых рек на территории Полтавской области за период с 1960 по 2009 гг. Для выполнения исследования использовались данные режимных наблюдений на сети Гидрометслужбы, материалы научных, проектных организаций, периодические издания, картографические материалы.

### Виды расчисток русел

Слово «расчистка» происходит от глагола «расчищать», которое, согласно толкового словаря русского языка, означает «очищать, освобождать что-либо от чего-то ненужного, лишнего, что загромождает, замусоривает его». Следовательно под расчисткой русла следует понимать систему гидротехнических работ, которые имеют целью освобождения от лишних отложений, мусора; возвращение к предыдущим, естественным параметрам. Поэтому расчистку связывают преимущественно с природоохранными и противопаводковыми работами. На практике же под расчисткой понимают все виды гидротехнических работ, которые касаются изменения гидроморфологических параметров русла. Такие работы осуществляются по конкретному проекту и включают углубление, расширение русла, уничтожения препятствий для водного потока (камней, карчей, остатков гидротехнических сооружений) некоторые другие виды гидротехнических работ. Работы по расчистке русел могут значительно отличаться друг от друга:

- по характеру и размерам реки (горная, равнинная; малая, средняя);
- по масштабам проведенных гидротехнических работ (объем вынутого грунта, длина, ширина, максимальная глубина прорези);
- по способу расчистки (механическая расчистка землечерпательными снарядами, драглайном, бульдозерами или вручную; химическая расчистка от растительности; расчистка за счет естественной транспортирующей энергии потока после искусственного взрыхления почвы гидромонитором, взрывом, специальными устройствами и т.п.);
- по местоположению в русле (в основном русле, протоке, старице, в спрямляющей протоке, в зоне выклинивания подпора от водохранилища, в пределах одного плеса, переката, извилины и тому подобное);
- по частоте проведения (одноразовые, периодические, постоянные).

Учитывая рассмотренные примеры расчисток рек, предложено деление видов расчисток по конечной цели выполняемых работ: явные (восстановление благоприятного гидрологического режима и санитарного состояния реки; решение конкретных водохозяйственных проблем) и скрытые цели (создание дополнительного объема воды, добыча руслового аллювия и т.д.). Часто именно цели расчистки определяют характер возможного негативного влияния на природу и общество.

Значительная часть рассмотренных проектов расчистки русел рек основной целью имеет возобновление естественного экологического состояния реки и ее берегов. Такое возобновление осуществляется в результате: лучшего дренирования территории, которая прилегает к водотоку, возобновлению водного режима почв (осушение территории); улучшения санитарного состояния русла и берегов рек (очистка от ила, карчей, мусора, растительности). Чаще всего при этом с помощью средств механизации осуществляется сплошное углубление дна реки на глубину, что составляет 120–150% начальной глубины потока. Для отдельных рек, особенно в пределах урбанизированных территорий, расчистка производится без учета естественных параметров русла, а исходя из технических параметров средств механизации. Определенной ошибкой при проведении таких работ является разрушение перекатов и создание одного большого плеса. Большинство подобных работ осуществляются повторно, в связи с заилением и засорением. Анализ имеющихся данных по Полтавской области показал, что со временем частота выполнения расчисток возрастает. Если в начале 70-х годов экологические расчистки возвращались на прежнее место через 7–10 лет, то в 90-е годы на некоторые реках повторную расчистку осуществляли через 3–5 лет (например, р. Тарапунька в г. Полтава). Возобновление перекатов, создания условий незаиляемости могли бы способствовать поддержанию естественного гидрологического режима достаточно длительное время

Значительное количество проектов имеет целью решение конкретных водохозяйственных проблем на данной территории. В таком случае расчистку русла проводят для:

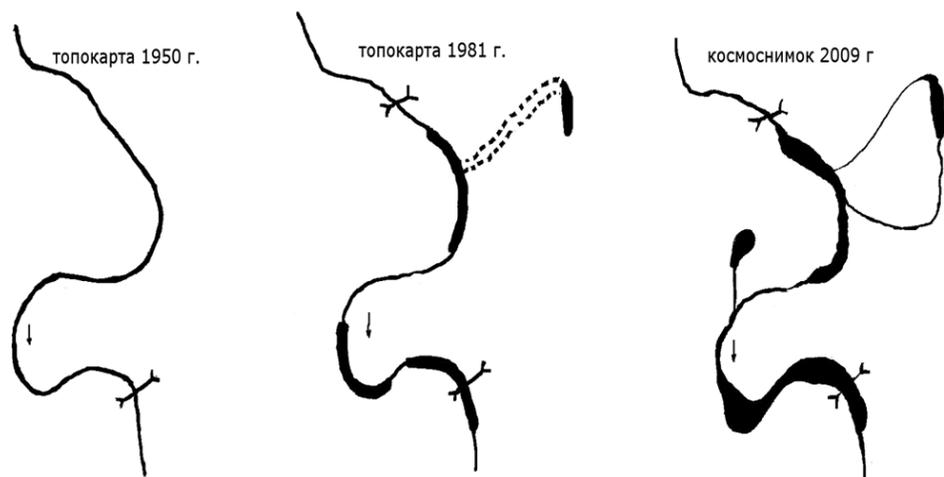
- обустройства достаточной ширины водопропускного коридора и уменьшение вероятности затопления паводковыми водами (дноуглубление и расчистка от препятствий, кустарников);
- понижения уровня грунтовых вод на прилегающей территории (осушение);
- отведения речного потока от хозяйственного объекта, населенного пункта путем расчистки старицы (спрямление);
- предотвращения образования поперечных речных потоков, которые разрушают берег, создают угрозу для инженерных сооружений (расчистка русла от мусора, карчей, топляков);
- создания нормальных условий для пропуска ледохода под мостами;
- создания комфортной и эстетично привлекательного участка водотока в курортной зоне или рекреационной зоне.

Названные работы, как правило, проводят на локальных участках (вблизи мостов, набережных, других гидротехнических сооружений). Максимальное отклонение размеров площади поперечного сечения составляет не больше 30%. При проведении этих работ существует проблема оптимизации новых параметров русла: ширины,

глубины, уклона. Существуют примеры, когда увеличение глубины русла после расчистки на 1–2 м, способствовали значительному понижению уровня грунтовых вод и исчезновению воды в колодцах (р. Котельва – пгт. Котельва).

Иногда проекты расчистки русла кроме провозглашенной цели – возобновления заиленного, засоренного русла, имеют другую, скрытую цель. Чаще всего она заключается в создании дополнительного объема воды в русле, которое дает возможность увеличивать забор воды в меженный период (р. Сула), или обеспечивать необходимые параметры акватории для водного отдыха, спорта, эстетического наслаждения отдыхающих (р. Хорол). При этом выполняется увеличение глубины русла на 100–200% – ширины – на 50–100%. Примером может быть русло р.Хорол в районе г. Миргород, где за 40 лет в результате масштабных расчисток русла в районе расположения санаториев и курортов, река превратилась в цепочку из малопроточных водоемов (рис. 1).

При проведении расчистки русла осуществляется добыча донного материала, в т.ч. руслового аллювию. Его складирование на берегах, вывоз за пределы речной долины и соответствующее применение в строительной и других отраслях, за законом не является добычей полезных ископаемых. Это – рациональное использование природных ресурсов, эффективное решение хозяйственных проблем. Однако часто под видом расчистки русла осуществляется гидронамыв территорий, организация карьера по добыче дешевого песка и гравия, строительство дамб, дорог и т.п.



**Рис.1.** Изменение ширины русла р. Хорол в районе г.Миргород за 1950–2009 гг под влиянием расчисток русла.

### Характер влияния расчисток на русловой режим

Выполненный анализ показал, что различные виды расчисток по-разному влияют на реку (табл. 1). Наиболее заметным оказалось влияние расчисток – дноуглублений, затрагивающих слой подрусловых песков. Такие работы очень негативно влияют на гидродинамический режим, параметры русла, а также на количественный и качественный состав грунтовых вод.

**Таблица 1.** Влияние различных видов расчистки русла на основные параметры реки.

Вид работ	Характер влияния								
	На сток воды	На уровень воды	На площадь поперечного .перерізу	На скорость потока	На качество воды	На русловой рельеф	На сток наносов	На уровень грун. вод	На активность русловых деформаций
Расчистка от мусора, карчей, водной растительности	-	-	+	+	+	+	-	-	-
Расчистка от ила, наносов с увеличением площади поперечного сечения F на величину до 50%	-	-	+	+	-	+	-	-	-
Сплошная расчистка на участке большой длины с увеличением F на величину до 50%	-	-	+	+	+	+	+	-	+
Расчистка – дноуглубление с увеличением F на величину более 50%	-	+	+	+	+	+	+	+	+
Расчистка – спрямление	-	+	+	+	-	+	-	+	+
Расчистка – добыча аллювия	-	+	+	+	+	+	+	+	+
Расчистка –дноуглубление до уровня подрусловых песков	+	+	+	+	+	+	+	+	+

Известен случай локального исчезновения поверхностного стока воды в р. Оржица после выполнения расчистки русла в пгт. Оржица и вскрытия на дне реки крупнозернистых подрусловых песков. Не случайно в проекте национального стандарта ДСТУ «Естественная дренажность территорий» указано, что подобные работы необходимо выполнять в комплексе со специальными мероприятиями, которые исключают попадание загрязняющих веществ на участок расчистки.

Расчистки-дноуглубления и расчистки – карьеры также имеют негативное влияние на реку. Наиболее заметным это влияние оказалось на таких параметрах русла как ширина, площадь поперечного сечения, скорость течения. Анализ кривых вида  $Q=f(H)$ ,  $Q=f(V_{max})$ ,  $Q=f(B)$   $Q=f(h_{max})$ ,  $Q=f(h_{cp})$ ,  $Q=f(W)$  построенных для гидростов, расположенных на исследуемых участках рек за период 1994–2004 гг. показал следующее:

- на всех постах наблюдается однонаправленное увеличение (в 1,5–3 раза) ширины русла, его распластывание;
- для большинства постов наблюдается тенденция к уменьшению значений средних и максимальных скоростей течения. В отдельных случаях средние скорости течения не

подсчитываются ввиду их очень малых значений, наличия больших участков мёртвого пространства, обратных течений. Максимальные скорости врезания могут достигать 15–20 см/год (р. Хорол – г. Миргород за 1994–96 гг.). При этом максимальные значения глубины потока на участке расчистки могут в 3–10 раз превышать фоновое значение. Такие углубления дна достаточно быстро заполняются наносами. Результирующим значением динамики глубин преимущественно есть аккумуляция, т.е. почти повсеместно происходит уменьшение её средних значений. На р. Псел в г. Гадяч, например, за период 1960–1994 гг. максимальные значения повышения уровня составляли плюс + 80 см, а посадки – минус 60 см (Ободовський, 2001). По нашему мнению именно периодические расчистки русла способствуют смене направленности вертикальных деформаций. Сопоставление периодов понижения уровней с датами проведения расчисток русла на реках показала полную их идентичность. Экологическая расчистка русел является компенсацией активным антропогенным процессам заиления, обмеления малых рек, которые вызваны разнообразными видами деятельности в русле и на водосборе. Динамика развития этих процессов в русле и на прилегающих территориях может привести к ряду других негативных последствий: ухудшение самоочищающей способности реки (зарастание, цветение воды) в результате изменения режима скорости воды; активизация деформаций русла выше и ниже участки расчистки; нарушение баланса наносов в пределах и ниже участки, изменение состава донных отложений; нарушение эстетичной привлекательности ландшафтов; изменение параметров и морфодинамического типа русла. Что касается последнего, то для большинства рассмотренных рек характерным стало постепенное превращение извилистого русла в относительно прямолинейное, часто с обвалованными берегами и незатапливаемой поймой.

К сожалению, научно обоснованные рекомендации относительно оптимизации параметров русла при проектировании расчисток, фактически, отсутствуют. Кроме того, запроектированные и реально выполненные работы по расчистке могут значительно отличаться, поскольку контроль за их выполнением часто отсутствует.

Негативные последствия расчисток могут проявиться не только на водном объекте, но и на хозяйственной деятельности, которая осуществляется на территории возможного влияния. Такими последствиями могут быть: ухудшение работы водозаборов и исчезновения воды в колодцах в результате понижения уровней воды в реке и уровня грунтовых вод на прибрежных территориях; опасность дымыва опор мостовых переходов, трубопроводов, выпусков сточных вод, в русле реки в результате активных вертикальных деформаций русла.

## Выводы

Расчистка русел является важным видом хозяйственной деятельности, проводимой на малых и средних реках Украины. Подобно дноуглубительным работам на судоходных реках, работы по расчистке русел обеспечивают нормализацию гидроморфологических, гидродинамических параметров русла, способствуют улучшению экологического состояния рек, пропуску паводков, защите от нежелательного размыва берегов. Расчистка дает почти мгновенный позитивный результат, однако последующая за этим

трансформация системы «поток-русло», наличие скрытых целей работы, отсутствие контроля её выполнения способствуют ряду негативных изменений в режиме рек.

Наибольшее влияние расчистки оказывают на гидродинамические и гидроморфологические параметры русел малых рек, превращенных в каналы (Оржица, Супой), на значения ширины и средней скорости малых и средних рек (Псел, Хорол, Говтва), а также на уровень грунтовых вод на прилегающих территориях. Реки стали более распластанными и медленнотекущими.

Для того, чтобы избежать, или минимизировать негативное влияние расчисток необходимо выполнять более глубокие научные, научно-методические исследования, прогнозирование возможных изменений окружающей среды в каждом конкретном случае; совершенствовать законодательную базу для контроля за выполнением запроектированных работ; отказаться от практики превращения русел рек в прямолинейный канал без перекатов и русловых форм; обеспечить на урбанизированных реках естественный режим, близкий к состоянию динамического равновесия; выполнять комплекс работ по сокращению эрозии, регуляции стока наносов на водосборе; осуществлять поиск альтернатив расчистке русла (промывание, создания искусственных перекатов, строительство быстротоков)

## Литература

Мордвинцев М.М., Отверченко Н.К., Богуславская Т.А., 2007. Река Тузлов. 30 лет спустя /Материалы XXII пленарного межвузовского координационного совещания по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Новочеркасск. – С. 63–72.

Субботина Е.С., Пагин А.О., Солодовник Р., 2007. Русловые карьеры //Материалы XXII пленарного межвузовского координационного совещания по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Новочеркасск. – С.209–210.

Шелудко В.А., Скакальский Б.Г., 2007. Экологическое обоснование дноуглубительных и дноочистительных работ на малых реках и водоемах урбанизированных территорий / Сахаровские чтения.

Ткачев Б.П., Булатов В.И., 2002. Малые реки: современное состояние и экологические проблемы. Аналит. обзор / (Вып. 64.Сер.Экология). Новосибирск: ГПНТБ СО РАН – 114 с.

Ободовський О.Г., 2001. Оцінка вертикальних деформацій на рівнинних річках України // Захист довкілля від антропогенного навантаження. Вип. 5(7). Харків-Кременчук: ПП «Швидка». – С. 49–57.

## **PART IV**

### **CHANGES IN FLUVIAL SYSTEMS**

## THE ECOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL RESEARCH OF ZAMCHYSKO RIVER BASIN SYSTEM

### ЕКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНИЙ АНАЛІЗ РІЧКОВО-БАСЕЙНОВОЇ СИСТЕМИ ЗАМЧИСЬКО

I.P. Kovalchyuk<sup>1</sup>, T.S. Pavlovskaya<sup>2</sup>

1. Taras Shevchenko National University of Kyiv, Ukraine

2. Volyn National University, Ukraine

#### Abstract

The main results of the ecological and geomorphological analyses of river-basin systems of Zamchysko (confluent of the Goryn' river, Pryp'yat basin) are represented. The scales of transformational processes in the structure of the hydraulics are marked out. The destabilizing and ecostabilizing factors of the geoecological situation in the basin are singled out and analyzed. Chronological limits of the investigation include the period from 1916 to 2002. The research is done with the use of the software MapInfo Professional 5.0.

Актуальність проблеми. Річково-басейнові системи через специфіку своєї геоморфологічної і ландшафтної будови виступають ареною активного прояву сучасних природних (ерозійно-аккумулятивних, зсувних, обвальних-осипних, селевих, карстових) і техногенних процесів (спричинених будівельною, гірничотехнічною, меліоративною, лісопромисловою, рекреаційною діяльністю тощо). Через те, що річкові долини здавна заселялися людьми, а їхні природні ресурси тривалий час інтенсивно використовувалися, тут сформувалися природно-антропогенні ландшафти, осередки високого ризику прояву екстремальних процесів. Ці обставини зумовили потребу детального вивчення сучасних геоморфологічних процесів. Сьогодні у вивченні динаміки рельєфу все актуальнішим методом дослідження стає еколого-геоморфологічний аналіз, спрямований на з'ясування різноманітних екологічних аспектів взаємодії геоморфосфери та життєдіяльності людини.

Еколого-геоморфологічний аналіз річково-басейнових систем (РБС) складається з цілого комплексу операцій, серед яких: 1) вивчення стану природних підсистем, компонентів РБС, природних чинників, що впливають на них на різних часових зрізах; 2) оцінка антропогенного навантаження на річково-басейнову систему, її елементи, підсистеми та компоненти на різних етапах господарського освоєння території; 3) аналіз структури річкової системи на основі використання певної схеми її порядкової класифікації і великомасштабних топографічних карт; 4) вивчення особливостей функціонування річкових систем (Ковальчук, 1997).

Еколого-геоморфологічний аналіз повинен базуватися на принципах комплексності, цілісності, врахування стійкості та мінливості структури і стану, незворотності змін, історизму, узгодженості та несуперечливості, динамічної рівноваги та саморегулювання (Тимофєєва, 1991). Керуючись цими принципами, можна уникнути прорахунків при проектуванні і створенні стійких басейнових еколого-геоморфологічних систем, що згодом дозволить раціонально їх експлуатувати.

Стан вивчення проблеми. Еколого-геоморфологічні дослідження (ЕГД) передбачають з'ясування ролі антропогенного впливу на динаміку стану річково-басейнових систем. Суттєвий внесок у вивчення флювіальних форм рельєфу та процесів зробили А. Вірський, М. Волков, І. Гарцман, М. Карасьов, Л. Коритний, В. Кружалін, М. Маккавєєв, С. Соболев, О. Спиридонов, А. Страллер, В. Філософов, Р. Хортон, Р.С. Чалов, А. Шоллей [за джерелами 6, 7, 9, 13]. Акцент на дослідженнях взаємозв'язку діяльності людини й стану РБС зроблено у працях К. Берковича, В. Голосова, О. Дедкова, Л. Дубіс, І. Єгорова, М. Заславського, Н. Іванової, О. Ілларіонова, Ю. Кисельова, І. Ковальчука, М. Коронкевича, Б. Косова, Л. Курганевич, М. Львовича, А. Михновича, Ф. Мількова, В. Мозжеріна, Я. Мольчака, О. Ободовського, А. Паніна, В. Перехреста, І. Рисіна, О. Рожкова, О. Сидорчука, С. Сильвестрова, Ю. Симонова, В. Стецюка, Д. Тимофєєва, О. Чернова, І. Черваньова, Г. Швєбса, І. Шикломанова, В. Широкова, П. Штойка, А. Яцика та багатьох інших (за джерелами Вишневський, 2003; Водне..., 2000; Ковальчук, 2008; Михнович, 2003; Мольчака, 2004; Мониторинг..., 2003; Симонов, 1972).

Методика досліджень. В основу нашого дослідження річково-басейнової системи Замчисько покладена системна методологія. Використано еколого-геоморфологічний та басейновий підходи. Застосовано такі методи досліджень як математико-статистичний аналіз, порівняльний аналіз різночасових топокарт, картографічне моделювання.

Об'єктом дослідження є річково-басейнова система Замчисько. Замчисько – річка у Костопільському районі Рівненської області, права притока Горині (басейн Прип'яті). Довжина – 40 км, площа басейну – 336 км<sup>2</sup>. Бере початок із заболоченої балки Пустомитський Майдан, що в північній частині Гоцанського плато, і тече Костопільською рівниною. Долина річки завширшки до 3 км; заплава заболочена. Річище слабозвивисте, ширина 10–12 м. Похил річки 1,12 м/км (Географічна..., 2000).

Предметом дослідження виступають різночасові параметри структури річкової системи (кількість, сумарна довжина різнопорядкових водотоків, коефіцієнт трансформації кількості водотоків, коефіцієнт трансформації довжини водотоків), чинники впливу на її просторово-часову динаміку, наслідки розвитку природних та антропогенних процесів, які визначають екологічну ситуацію в басейні досліджуваної річки.

Загальна схема еколого-геоморфологічних досліджень басейнової системи Замчисько включала ряд послідовних операцій: 1) постановку мети, визначення завдань та основних напрямів дослідження; 2) опрацювання наукової та методичної літератури; збір та аналіз статистичної, картографічної інформації, даних власних польових досліджень; 3) створення інформаційної бази даних про сучасний та ретроспективний стани басейну та річкової системи; 4) вивчення природних умов водозбору; 5) аналіз господарської діяльності в басейні; 6) дослідження структури річкової системи; 7)

виявлення взаємозв'язків структурних змін та чинників середовища; 8) розроблення комплексу заходів щодо оптимізації геоecологічної ситуації у басейні р. Замчисько.

Реалізація поставлених завдань здійснювалася шляхом порівняння топокарт, аерокосмічної, статистичної та іншої інформації, яка віддзеркалює стан РБС на різних часових зрізах. Карти початку ХХ ст. виконані у масштабі 1:84 000. Сучасні карти складені у масштабі 1:100 000. Робота з картографічним матеріалом передбачала порівняння структури річкової системи, фізико-географічної ситуації, антропогенного навантаження у басейні на різних часових зрізах. Оскільки нас цікавили не тільки якісні, а й кількісні показники, то постала проблема невідповідності масштабів. Ця перешкода на шляху до визначення об'єктивних параметрів стану й динаміки річково-басейнової системи втратила свою актуальність внаслідок застосування гіс-технологій, зокрема програмного продукту *MapInfo Professional 5,0*.

Аналіз різночасових топокарт з використанням комп'ютерної програми *MapInfo* дозволяє отримати серію кількісних показників та якісних характеристик досліджуваних об'єктів, процесів та явищ: лісистість, заболоченість басейну р. Замчисько, його поселенське, транспортне навантаження; кількість та довжину різнопорядкових водотоків річкової системи на різночасових зрізах. Отримані показники доповнили характеристику природних умов басейну та господарської діяльності в його межах.

Структурний аналіз річкової системи Замчисько базувався на використанні класифікаційної схеми Філософова-Стралера. За цією схемою найменший (елементарний) водотік, що не має приток, називається водотоком I-го порядку. Річка утворена злиттям двох водотоків I-го рангу вважається річкою II-го порядку. Остання може приймати безліч елементарних водотоків і змінює свій порядок на III-ій лише у випадку її злиття з іншою річкою II-го порядку. Водотік III-го порядку відповідно може приймати необмежено число приток I-го і II-го порядків і підвищує свій ранг на одиницю лише після злиття з іншою річкою III-го порядку (Карасев, 1984).

Основними параметрами структурної організації річкових систем є: 1) кількість однопорядкових (чи різнорангових) водотоків –  $n$  (одиниць); 2) загальна довжина однопорядкових водотоків (чи річкової системи в цілому) –  $L$ , (км); 3) зміна кількості однопорядкових водотоків впродовж визначеного інтервалу часу –  $\Delta n$  (одиниць); 4) зміна довжини річкової мережі протягом визначеного відтинку часу –  $\Delta L$ , (км); 5) коефіцієнт трансформації структури річкової мережі за час  $T_2 - T_1 - K_{tr}$  (Ковальчук, 1997).

У структуру річкової системи Замчисько зараховували: 1) всі водотоки штучного і природного походження, які мають поверхневий стік у річкову систему; 2) водотоки природного і штучного походження, які мають тимчасовий зв'язок з гідромережею (при повенях чи паводках зв'язок стає постійним, що безпосередньо впливає на функціонування річкової системи Замчисько). До річкової системи не зараховували меліоративні канали, які не мають поверхневого стоку у гідромережу. Такий канал збудовано з метою концентрації ґрунтових вод у його руслі, для зменшення заболочення місцевості; його можна ототожнити з замкненою водоймою, які не зараховують до структури річкових систем. У випадку знаходження таких каналів на вододілах існує проблема вибору річкової системи, до якої «приєднати» канал. У такому разі структура

певної річкової системи залежить від нашої волі, а не від реальної ситуації, що вносить суб'єктивність у дослідження. Такі відокремлені від гідросистеми Замчисько канали у басейні присутні; їхній вплив на функціонування річкової системи розцінюємо як вплив заболоченості і не зараховуємо до структури річки.

Вимірювання довжин річок проводилось автоматично за допомогою комп'ютерної програми *MapInfo*. Першим кроком у вивченні структурної організації річки було створення електронних карт, що відображають гідромережу на різних часових зрізах. Спочатку здійснювалось сканування вихідного картографічного матеріалу та попередня обробка растрових зображень. На другому етапі проводилась прив'язка растрових картографічних матеріалів до географічних координат, після чого здійснювалось формування шарів електронної карти: річкова система, басейн, населені пункти. Завданням наступного етапу було введення атрибутивної інформації. Завершальний етап передбачав розробку легенди, суміщення шарів, формування картографічного зображення тематичних карт та їх редагування, компоновку карти та формування макету друку.

Результати досліджень. На основі еколого-геоморфологічного аналізу річково-басейнової системи Замчисько у різні часові зрізи, оцінки масштабів структурних змін у цій гідромережі, а також чинників, що зумовлюють ці зміни, нами виявлено прояв активних трансформаційних процесів у досліджуваному об'єкті. Упродовж 1916–2002 рр. у річковій системі відбулися:

- 1) зміни кількості та довжини водотоків різних рангів: коефіцієнт трансформації сумарної кількості річок становить +406,67%, а коефіцієнт трансформації загальної довжини річкової системи – +191,41% (сумарна довжина гідромережі зросла у 2,9 раза, а кількість водотоків – у 4,7 раза).
- 2) ускладнення структури річкової системи: у 1916 р. реальне число річок різних порядків у 2,3 раза перевищувало мінімально необхідне для порядкоутворення; у 2002 р. – у 5 разів;
- 3) зміна рангу досліджуваної гідромережі: у 1916 р. – III-ій, у 2002 р. – IV-ий (рис. 1, 2).
- 4) зміни співвідношення кількості різнорангових водотоків та співвідношення довжини водотоків різних порядків. Проте і за кількістю, і за довжиною домінуючими залишились річки I-го порядку. Причому за досліджуваний період їхня частка у гідромережі дещо змінилася (у 1916 р. за кількістю вони становили 66,7% від усіх річок гідромережі, у 2002 – 75%; за довжиною відповідно – 30,2% і 48,6%);
- 5) зменшення середнього значення довжини елементарних водотоків: у 1916 р. середня довжина водотоків I-го порядку становила 1,47 км, у 2002 р. – 1,18 км. Основною причиною таких змін є збільшення кількості рукотворних річок-каналів, довжина яких в середньому становить 0,5–1,0 км.

Структура річкової системи Замчисько залежить від впливу природних та антропогенних чинників. Формування первинної гідромережі беззаперечно зумовлене природними чинниками (рельєфом, геологічною будовою водозбору, кліматом). Однак найбільш яскраві зміни її будови та функціонування (особливо у другій половині ХХ ст.) викликані втручанням людини у руслові процеси та природокористуванням у межах водозбору. Про це свідчать:

- 1) збільшення рівня меліорованості досліджуваної території, доказом чого є показники трансформації кількості та довжини водотоків, а також зменшення площі боліт (за обліковий період їх площа скоротилася у 10,6 раза, рис.1, 2);
- 2) спрямлення русел річок: на сьогодні усі водотоки річкової системи Замчисько мають прямолінійні русла, тоді як на початку дослідницького періоду (1916 р.) річки мали природні (звивисті) обриси своїх річищ;
- 3) зменшення площі лісів у басейні в 1,74 раза (рис. 1, 2);
- 4) збільшення кількості населених пунктів та розростання їхніх площ (за досліджуваний період площа населених пунктів зросла на 14,2 км<sup>2</sup>. Найбільші населені пункти – м. Костопіль, села Підлужне і Велика Любаша) (рис. 1, 2);



Рис. 1. Стан басейну і структура річкової системи Замчисько (1916 р.).



Рис. 2. Стан басейну і структура річкової системи Замчисько (2002 р.).

- 5) зростання транспортного навантаження: за обліковий період у басейні з'явилися дороги з твердим покриттям (сумарна протяжність понад 60 км), залізниця (протяжність – 11 км), зменшилася густота ґрунтових доріг;
- 6) надходження комунально-побутових, сільськогосподарських та промислових та стоків у річки.

Ці процеси можна назвати дестабілізуючими чинниками формування геоекологічної ситуації в басейні.

Стабілізуючими чинниками екологічного стану водозбору та гідромережі виступають:

- 1) рівнинний слабкорозчленований рельєф (показники вертикального розчленування не перевищують 5 – 10 м/км<sup>2</sup>);
- 2) невисокий ступінь розораності водозбору (менше 35%);
- 3) домінування ґрунтів піщаного і супіщаного складу, які стійкі до проявів водної ерозії. Завдяки високій водовбирній здатності ґрунтів та підстелюючих порід відбувається переведення значної частини поверхневого стоку талих і дощових вод у ґрунтовий, що сприяє збільшенню меженного живлення за рахунок зниження максимальних витрат повеней і паводків;
- 4) переважання слабкоінтенсивних опадів, еродуюча діяльність яких порівняно із зливами значно менша;
- 5) порівняно висока залісненість басейну (54,7% території водозбору), що сприяє рівномірному річному режиму стоку води, зменшує надходження твердого стоку в річку (рис. 1, 2).

Висновки. Аналіз природних умов і чинників, господарської діяльності у межах водозбору дає змогу констатувати, що головною причиною, яка зумовила зміну геоморфології басейну і трансформацію структури річкової системи Замчисько, є будівництво меліоративних каналів. Крім того, помітний вплив на формування еколого-геоморфологічної ситуації досліджуваного басейну має землеробство, лісгосподарська діяльність, тваринництво, промисловість і житлово-комунальне господарство.

Однак, незважаючи на інтенсивне меліоративне втручання, досліджувана РБС відзначається доволі високим потенціалом стійкості, що (за умови раціонального природокористування) дасть їй змогу досить довго підтримувати рівноважний стан. Цьому сприяють незначна розчленованість поверхні водозбору, високі показники залісненості, невисокі показники розораності, поселенського (частка площі населених пунктів становить близько 7% площі басейну) і транспортного навантаження (фоновий показник щільності автошляхів з твердим покриттям не перевищує 0,5 км/км<sup>2</sup>, у межах урбанізованих територій зростає до 2 км/км<sup>2</sup> і вище).

Крім аналізу структури річкової системи, природних та антропогенних чинників трансформації геоморфосистеми водозбору, еколого-геоморфологічний аналіз РБС передбачає дослідження параметрів функціонування гідромережі. Оскільки на даній річці відсутні гідропости, це утруднює дослідження динаміки стоку води й наносів. Однак показниками геоекологічного стану басейну, його зміни в часі й просторі можна вважати різночасові гідрохімічні дані. Необхідність вивчення гідрохімічних

особливостей річки, виявлення взаємозв'язків між структурою, функціонуванням та умовами навколишнього середовища визначають напрями наших подальших досліджень геоекологічного стану річково-басейнової системи Замчисько. Результати еколого-геоморфологічних та гідрохімічних наукових вишукувань дозволять реалізувати концепцію басейнового природокористування та соціально-економічного розвитку регіону, знизити екологічну напруженість, інженерно-геоморфологічний ризик, оптимізувати стан природного середовища, зберегти цінні ресурси та підвищити екологічну комфортність території.

### Список використаної літератури

- Вишневський В.І., 2003. Антропогенний вплив на річки України // Автореф... докт. геогр. наук. – Львів – 35 с.
- Водне господарство в Україні / За ред. А.В. Яцика, В.М. Хорева. – К.: Генеза, 2000. – 456 с.
- Географічна енциклопедія України: В 3-х т. / Редкол.: ... О.М. Маринич (відпов. ред.) та ін. – К.: “Українська Радянська Енциклопедія” ім. М.П. Бажана, 1990. – Т. 2: 3 – О. – 480 с.
- Голосов В.Н., Добровольская Н.Г., Иванова Н.И., 1995. Антропогенные влияния на верхние звенья гидросети в земледельческом центре России // Эрозия почв и русловые процессы / Научн. ред. Р. С. Чалов. – М.: Изд-во Моск. ун-та – С. 16–29.
- Дослідження малих річок: аналіз, проблеми, пропозиції // Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції “Дослідження, відтво-рення та охорона малих річок”, 4-5.11.2005 р., м. Хмельницький. – Хмельницький: ТОВ “Триада-М”, 2005. – 175 с.
- Дубіс Л.Ф., 1995. Структурна організація та функціонування річкових систем гірської частини басейну Тиси // Автореф. дис..... канд. географ. наук. – Л. – 26 с.
- Карасев М.С., Худяков Г.И., 1984. Речные системы на примере Дальнего Востока. – М.: Наука – 143 с.
- Ковальчук І.П., 2008. Географічні дослідження річок і річкових долин в Україні: стан, проблеми, перспективи // Історія української географії. Всеукраїнський науково-теоретичний часопис. – Тернопіль: Підручн. та посіб – Вип. 17. – С. 56 – 64.
- Ковальчук І.П., 1997. Регіональний еколого-геоморфологічний аналіз. – Львів: Інститут українознавства – 440 с.
- Михнович А.В., 2003. Еколого-геоморфологічні дослідження верхньої частини сточища Дністра з використанням ГІС технологій // Автореф. дис. ... канд. географ. наук. – Л. – 20 с.
- Мольчак Я., 2004. О. та ін. Річки та їх басейни в умовах техногенезу / Я. О. Мольчак, З. В. Герасимчук, І. Я. Мисковець. – Луцьк: РВВ ЛДТУ – 336 с.
- Мониторинг, использование и управление водными ресурсами бассейна р. Припять / Под общей ред. М.Ю. Калинина и А.Г. Ободовского. – Мн.: Белээнс, 2003. – 269 с.
- Симонов Ю.Г., 1972. Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во Моск. ун-та – 251 с.
- Тимофеев Д.А., 1991. Экологическая геоморфология: объект, цели и задачи // Геоморфология, № 1, С. 43–48.

## TYPES OF GEOMORPHOLOGICAL LANDSCAPES OF FLOOD PLAINS ON THE EXAMPLE OF THE BAKSAN RIVER

### ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ ЛАНДШАФТНОЙ СТРУКТУРЫ ПОЙМ НА ГОРНЫХ РЕКАХ (НА ПРИМЕРЕ ДОЛИНЫ Р. БАКСАН)

V.V. Surkov

Moscow State University, Russia

#### Abstract

The article introduces the results of research on the directions of valley beds development in mountain rivers as illustrated by Baksan flood plain. The author demonstrates, through hydrological analysis, sedimentologically evident impact of human activity on the changes in the flood plain. As a result of these considerations the author developed a dynamic model of river valley bed elements evolution.

Специфические условия формирования рельефа в днищах долин горных рек: особый тип русловых процессов, обусловленный бурным характером потоков, большая роль нефлювиальных процессов, в том числе катастрофического масштаба, и геолого-геоморфологических факторов, ограничивающих русловые деформации, создают особые типы пойм, не встречающиеся на равнинных реках.

Ландшафтная структура пойм горных областей изучена слабо. Формирование и эволюция их природных и природно-техногенных территориальных комплексов (ПТК) почти не рассматривается ландшафтоведением. На последней, IX Международной ландшафтной конференции (Москва, 2006) из 330 докладов только один (Алейникова, Петрушина, 2006) непосредственно касался морфологии ландшафтов днищ долин горных рек, и еще в 8 сообщениях ПТК речных долин упоминались, как часть ландшафтной структуры горных областей. Значительно лучше в горных долинах изучены механизмы рельефообразования, которым уделяли внимание геологи, геоморфологи, русловеды, специалисты по селевым процессам.

В 2004-2008 гг. ПТК пойм горных рек изучались Научно-исследовательской лабораторией эрозии почв и русловых процессов Географического факультета МГУ в верхней, высокогорной части долины р. Баксан на 45-километровом отрезке от истоков реки до г. Тырнауза. Полустанционные исследования включали маршрутные описания ПТК пойм и их картографирование, изучение русловых процессов, оценку баланса наносов с помощью повторных русловых съёмок<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Работа выполнялась при поддержке гранта РФФИ 07-05-116.

Долина Баксана заложена по крупному линейному разлому, рассекающему северный склон Центрального Кавказа. Ширина дна долины, ограниченного крутыми скальными склонами, селевыми террасами и конусами выноса, меняется от 50–100 м в теснинах до 800 м в межгорных котловинах. Продольный профиль русла Баксана ступенчатый; в 3-километровой верхней троговой части долины он меняется от 30–60‰ в расширениях дна долины до 140–300‰ и более во фронтальной зоне нагромождений морены и на выходах скальных пород. Ниже, на выходе реки в относительно широкую долину, днище которой заполнено древними флювиогляциальными отложениями, уклоны русла постепенно уменьшаются от 60‰ до 6–20‰ у г. Тырнауза. Половодье летнее (с апреля-мая до сентября-октября), обусловленное высокой долей ледникового питания, с дождевыми паводками. С пиком половодья в июле-августе совпадает и период схода селей из притоков. Среднегодовой расход воды на г.п. Тегенекли равен 10 м<sup>3</sup>/с, среднегодовой максимальный – 51,9 м<sup>3</sup>/с, минимальный – 2,11 м<sup>3</sup>/с. Между пос. Тегенекли (13 км от истока) и Тырнаузом (42 км) водность реки увеличивается на 50–60%. Годовая амплитуда уровней невелика и редко превышает 2 м. С деградацией ледников в бассейне Баксана связана высокая селевая активность (Виноградова, Крыленко, Перов, 2005).

Пойма приурочена к структурным расширениям долины, к созданным селями зонам аккумуляции на ступенях продольного профиля. Как и на равнинных реках, она формируется при зарастании скоплений аккумулятивного материала, поставляемого потоком и склоновыми процессами в дно долины. В субальпийской и альпийской зонах зарастание дна долины затруднено из-за короткого вегетационного сезона, обусловленного холодным климатом высокогорий, затенённостью узкого трога, сильными холодными горно-долинными ветрами с ледников, а также тем, что половодье приходится на тёплый период года. Выше 2100–2200 м в днище долины встречаются только редкие куртины пионерных злаков, в то время как селевые террасы и склоны долин уже покрыты лугами, кустарниками, берёзовыми криволесьями и даже сосновыми лесами. Слабая задернованность обсыхающих форм рельефа не способствует отложению тонких наносов на их поверхности и препятствует их росту в высоту; как таковых, пойм здесь не образуется. В результате русло Баксана имеет только структурные изгибы и разветвления, обусловленные геологическим строением долины, селевыми и аллювиально-селевыми грядами. Так же по климатическим причинам в засушливой Нижнебаксанской котловине с сухостепными ландшафтами (высота 1100–1250 м) затруднено зарастание побочной и осередков кустарниками. В результате развитие поймы происходит крайне медленно; большая часть массивов разрушается потоком раньше, чем достигнет значительной высоты над урезом. Наиболее благоприятные условия для развития поймы создаются в горно-лесной зоне (1300–2200 м), где поймы отличаются наиболее полным и разнообразным спектром ПТК.

Формирование пойм на горных реках зависит от большого числа факторов: геолого-геоморфологического строения долины, интенсивности тектонических поднятий, гидрологического режима реки, климата, но, в первую очередь, от соотношения поступления наносов в дно долины и транспортирующей способности потока. Сопоставимость этих величин является необходимым условием для развития поймы.

При малом поступлении наносов и высокой транспортирующей способности реки аккумулятивных образований, в том числе пойм, на дне долины почти не возникает, долина представляет собой скальный каньон или ущелье.

Транспортирующая способность Баксана высокая. Среднегодовой расход взвешенных наносов на посту Тырнауз равен 23,2 кг/с, соответствующая ему мутность 980 г/м<sup>3</sup>. Таким образом, годовой сток только взвешенных наносов составляет 600–700 тыс. т (280–350 тыс. м<sup>3</sup>). Мутность реки на пике половодья, достигающая 2–4 и даже 35 тыс. г/м<sup>3</sup>, сопоставима с мутностью селевого потока. При интенсивных ливнях и массовом сходе селей по притокам максимальные расходы взвешенных наносов более, чем на два порядка превышают средние годовые показатели. Наибольшая доля стока (84–89%) взвешенных наносов проходит летом.

Объём влекомых галечно-валунных наносов, перемещаемых рекой, меньше на два порядка и, по-видимому, не превышает 10 тыс. м<sup>3</sup> в год. Баланс наносов, определяемый по сопоставлению повторных русловых съёмок на участках русла длиной 400 м, колеблется от 0,2 до 4–5 тыс. м в год. По натурным наблюдениям, проведённых в 2004–2008 гг. на р. Баксан, их перемещение ограничено межнным руслом реки шириной 5–20 м и сравнительно узкой (10–40 м) прибрежной полосой. Смещение маркеров (мелких валунов диаметром 10–15 см) за среднее по величине половодье вблизи основного рукава и по днищам действующих протоков составляет 30–45 м. После половодья 2008 г. отдельные маркеры находились в 100–110 м от первоначального положения. Но уже на удалении 10–15 м от русла смещение маркеров уменьшается до 8–15 м в год, а в тыловой части побочной (на удалении 30–35 м от русла) галечно-валунные наносы заносятся песками и зарастают. Перемещение валунника происходит только на пике половодья, когда скорости течения достигают 3,5–4,2 м/с и более, что больше неразмывающих для мелкого и среднего валунника, преобладающего в составе отмостки. В межень скорости уменьшаются до 0,6–1,2 м/с и движение наносов прекращается. На относительно прямолинейных и слабоизвилистых отрезках русел с РАФ при уклонах 5–20‰ образуются валунно-галечные гряды длиной 20–40 м и шириной 5–15 м, пересекающие русло под острым (10–25°) углом. Амплитуда отметок между вершиной гряды и днищами плёсовых лощин 1–1,5 м. Объём материала, слагающего такие гряды, около 200–300 м<sup>3</sup>, а темп их перемещения в районе пос. Нейтрино – 10–30 м в год.

Поступление материала в днище долины превышает возможности его транспортировки рекой сравнительно небольшой водности. Основной его источник – селевые притоки. Сели не отличаются строгой периодичностью: годы с минимальной селевой активностью чередуются с катастрофическими явлениями, происходящими 1 раз в 5–20 лет. В многолетнем плане, средний объём ежегодного выноса селевого материала можно оценить в 300–700 тыс. м<sup>3</sup>, но точную оценку здесь дать сложно. В Баксан выходят 42 долинных и 12 склоновых селевых бассейнов. Половина из них имеет среднегодовые объёмы выноса обломочного материала 1–5 тыс. м<sup>3</sup>, 8 бассейнов генерируют 10–50 тыс. м<sup>3</sup> селевых наносов в год (Виноградова, Крыленко, Перов, 2005). Объёмы крупных селей, достигающих дна долины, составляют сотни тысяч и миллионы м<sup>3</sup> (Сейнова, 1998). Суммарный объём селя 1983 г в верховьях Баксана составил 240 тыс. м<sup>3</sup>. Объём селя 1958 г. в бассейне Адылсу оценивается в 1–2 млн. м<sup>3</sup>, объёмы селей в долине Гарабаши 1895, 1912 и 1947 гг. – около

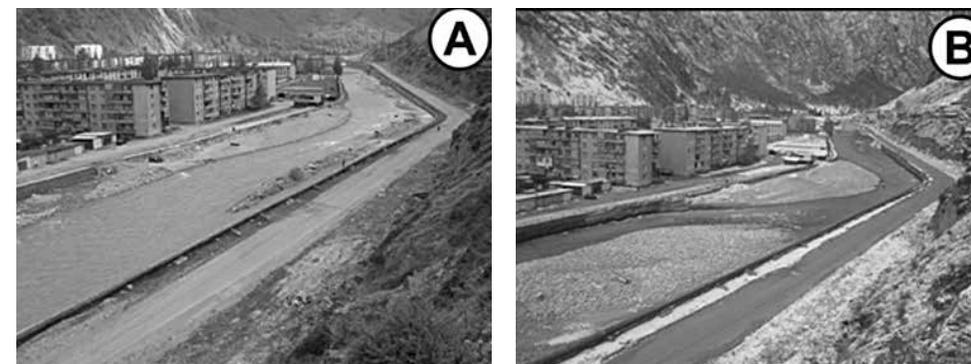
1 млн. м<sup>3</sup>. Сели по р. Герхожансу, в среднем, выносят в долину около 50 тыс. м<sup>3</sup> примерно с 10-летним интервалом. Сели 2000 г. здесь были катастрофическими по масштабам, поступление обломочного материала оценивалось в 2–5 млн. м<sup>3</sup>, что в несколько раз превысило объём годового стока наносов реки. На руч. Сагаевском мелкие и средние (10–40 тыс. м<sup>3</sup>) грязекаменные сели проходят раз в 2–3 года, максимальный объём разовых выносов достигает здесь 330 тыс. м<sup>3</sup>. Частая повторяемость селей (1 раз в 5 лет) и большой объём выносов характерен для р. Кубасанты. Наиболее мощные сели здесь проходили в 1966, 1967, 1989, 1998 г.; средний объём выносов – 20 тыс. м<sup>3</sup>, максимальный превышает 300 тыс. м<sup>3</sup>. Кроме селей, материал в дно долины поставляется лавинами, обвалами и оползнями.

Превышение объёма наносов над транспортирующей способностью Баксана сказывается на морфологии долины. Глубина долины Баксана, не смотря на высоту бортов 1,5–2,5 км, вдвое меньше суммарной амплитуды неотектонических поднятий (Милановский, 1968). Дно долины перегружено рыхлообломочным материалом полигенетического генезиса. Большая (до 100–300 м) мощность водноледниковых песчано-галечных осадков, огромные конуса выноса, селевые и моренные ступени в продольном профиле, локальные зоны и поля аккумуляции в депрессиях и котловинах, формирование аккумулятивных террас, быстрое заполнение тонкими наносами подпрудных озёр, достаточно протяженные участки с условиями свободных русловых деформаций – свидетельство того, что река не справляется с выносом материала, приносимого со склонов. Темпы врезания русла, даже максимальные, составляющие на локальных участках 1,5 м в год, несопоставимы с одномоментным повышением отметок дна долин при крупных селях, достигающих в устьях селевых притоков 5–10 м и более (при прохождении селя 2000 г. по Герхожансу отметки дна долины Баксана были подняты на 20–25 м).

Сужающие дно долины селевые и лавинные конусы создают ступени продольного профиля. Их протяжённость 0,5–3 км, наиболее крупные располагаются выше впадения рек Герхожансу и Кубасанты. Конус выноса р. Кубасанты формирует ступень высотой до 10 м. На ступенях отмечается резкое снижение уклонов русла р. Баксана, и образуются локальные зоны аккумуляции наносов. Выше селевого конуса р. Герхожансу направленная аккумуляция наносов охватывает 2-километровый участок русла, вплоть до выхода реки из Эльжуртинской теснины. Накопление галечного, песчаного и мелкогалечного материала, переносимого потоком, сопровождается здесь постепенным поднятием отметок дна долины. Например, отметки правобережного побочня в районе ул. Баксанская с 2003 по 2007 г. возросли на 0,5–1,5 м, а его площадь увеличилась почти втрое (рис. 1). В 2005–2007 гг. здесь отложилось 2,7 тыс. м<sup>3</sup> наносов, из них 1,2 тыс. м<sup>3</sup> – на побочнях и 0,5 тыс. м<sup>3</sup> в межрусловом русле. Рост отметок дна долины привёл к подтоплению домов по ул. Баксанской: в половодье 2008 г. вода поднялась выше стенок набережной.

Морфологический тип поймы и рельеф зависит от типа русла. Нар. Баксан выделяется (Виноградова, Крыленко, Сурков, 2007) особая разновидность русла – с аллювиально-селевыми формами (АСФ), которое занимает около четверти 45-километрового отрезка выше г. Тырнауза. Рельеф дна долины на участках русла с АСФ создаётся не столько русловыми процессами, сколько селями и селевыми паводками. Сели создают поля

аккумуляции обломочного материала смешанного генезиса – селевого, лавинного, обвально-осыпного с относительно ровной или наклонной поверхностью, с хаотичными высыпками валунов, гальки, щебня; существовавший до прохождения селя рельеф (русло, пойма, иногда и террасы) уничтожается. При интенсивном (десятки см в год) врезании реки в первые 2–4 года после селя, тыловые части полей аккумуляции выходят из-под влияния потока и покрываются соответствующей высотному поясу растительностью. Они образуют селевые террасы – не затопляемые в половодье прибрежные участки конусов выноса с бугристо-грядовым рельефом и более грубым, чем в центральных частях конуса, составом отложений. В долине Баксана выше пос. Эльбрус насчитывается несколько уровней селевых террас разного возраста. Их ширина составляет 50–300 м; высота наиболее молодой, примыкающей у руслу реки – от 2 до 10–12 м над урезом. Сель 2000 г. ниже устья р. Герхожансу образовал террасу длиной более 2 км и высотой 10–25 м, считая от дна искусственного прокопа. Сейчас часть её спланирована под парки и газоны, часть постепенно зарастает травянистой растительностью и кустарником.



**Рис.1.** Русло Баксана в зоне подпора выше селевого конуса р. Герхожансу: А – 2003 г, В – 2007 г.

Селевые террасы, в отличие от конусов выноса, имеют двойственный генезис. Тело террасы слагают селевые отложения, но как геоморфологический элемент она обособляется речным потоком, который создаёт её бровку, формирует уступ и очертания. Во фронтальной зоне конуса выноса селевая терраса образуется после каждого крупного селя. При регулярном сходе селей старые террасы разрушаются или захораниваются под новыми пачками отложений, в результате чего формируется единая, постоянно обновляемая поверхность конуса выноса с характерным «грядово-лопастным» рельефом. Образование нового уровня селевых террас происходит только при резком врезании русла или при изменении направления выноса селевого материала. Конус выноса р. Кубасанты в долине Баксана имеет несколько уровней древних селевых террас, заросших лесом; но хорошо выражена только молодая низкая терраса высотой 2–5 м над урезом, возникшая после 1998 г. К настоящему времени она на 90% заросла

кустарником (рис. 2); так же быстро происходит зарастание высоких русловых и аллювиально-селевых форм.

Если в тыловых частях полей аккумуляции образуются селевые террасы, то вдоль оси потока возникает пояс руслоформирования (на Баксане его ширина колеблется от 10–20 до 300 м, иногда превышая ширину меженного русла в 50–80 раз) – обсыхающая в межень низкая часть дна долины, сложенная валунником и изначально лишённая растительности. В его пределах мигрирует речной поток, образуя основные элементы русла, сортируя и структурируя материал, создавая аллювиально-селевые формы рельефа – гряды, побочни, осередки (Виноградова, Крыленко, Сурков, 2007). Аллювиально-селевые побочни, располагающиеся вдоль меженного русла в шахматном порядке, образуют основу рельефа будущей поймы. Их ширина – 40–70 м, длина – 200–300 м. Поверхность побочней имеет значительный уклон вниз по течению (перепад высот по длине побочней составляет от 2 до 5 м), на 20–40% меньший, чем уклон русла. Нижний край побочней подрезается водным потоком и образует уступ высотой до 3–4 м, выклинивающийся вверх по течению. Между соседними побочнями уклон русла сильно возрастает, здесь образуются пороги и водопады высотой 2–4 м. Сами побочни состоят из одной или нескольких коротких (длиной от 10 до 30 м; высотой 1–2 м и шириной не более 5 м) гряд.

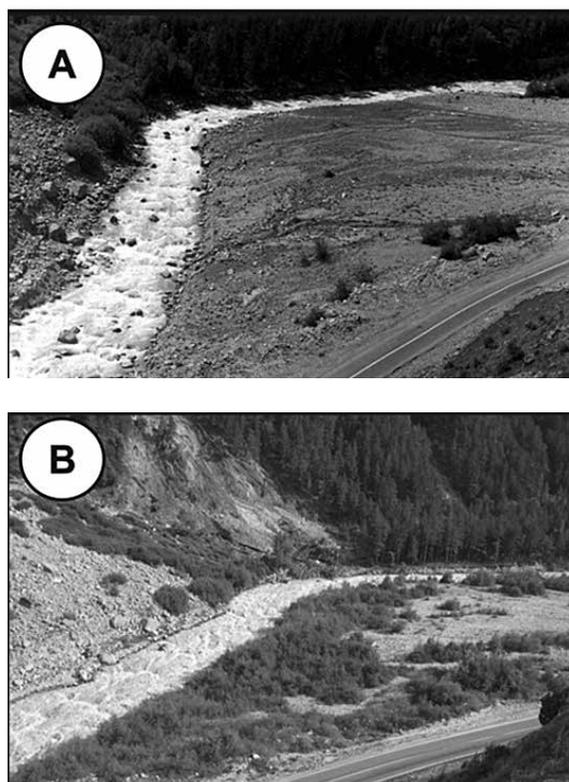


Рис. 2. Низкая селевая терраса р. Кубасанты: А – 2000 г, Б – 2007 г.

Типичная гряда представляет собой скопление преимущественно крупновалунного и грубообломочного материала, включающего глыбы диаметром свыше 1 м. Из-за большой крупности слагающего их материала гряды выражены нечетко. Более окатанный валунно-галечный аллювий находится на периферии гряд и выстилает понижения между ними. При смещении русла между грядами сохраняются короткие, но относительно глубокие, до 2 м, ложбины. При зарастании побочней формируются ложбинно-побочневые поймы (рис. 3).

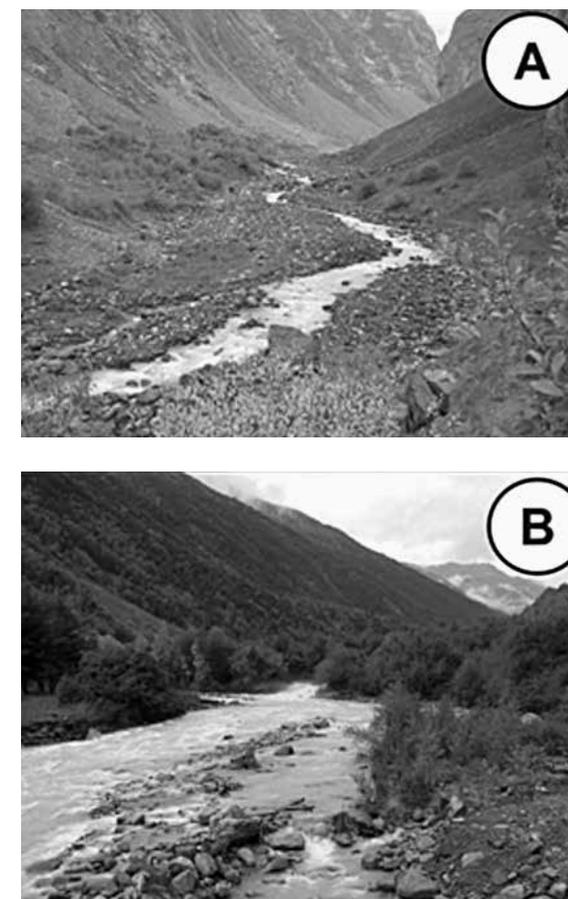


Рис. 3. Формирование поймы на аллювиально-селевых побочнях: А – зарастание пионерными злаками, Б – зрелые лесокустарниковые поймы ниже устья р. Кубасанты.

На отрезках врезанного русла с неразвитыми аллювиальными формами (НАФ), которое занимает около 35% длины участка, пойма фрагментарная, низкая (не более 1,5 м) и узкая (5–25 м). Формы руслового рельефа представлены редкими галечно-валунными побочнями шириной 2–10 м и длиной 10–40 м, подвижными осередками, вытянутыми вниз по течению косами. Все они низкие, высотой не более 0,5 м над меженным

уровнем, в течение года неоднократно затопляемые в половодье и паводки. На них формируются побочные, очень редко – островные поймы. Как и на руслах с АСФ, поверхность пойменных массивов имеет меньший уклон, чем русло; они образуют ступеньки, ориентированные вдоль оси долины, высота которых увеличивается от приверха к устью с 0,5–1 до 2–2,5 м. В ущельях и теснинах поймы фрагментарные скелетные, развивающиеся на осыпях, высыпках лавинного и селевого материала.

Русло с развитыми аллювиальными формами (РАФ) приурочено к межгорным котловинам, структурным расширениям долины и ступеням выше древних и современных конусов выноса. Меженное русло многорукавное; основными формами рельефа являются плоские массивные осерёдки и валунно-галечные побочники шириной 40–100 м со сложным грядовым рельефом. Ширина пояса руслоформирования составляет 80–350 м. На руслах с РАФ формируются островные и ложбинно-островные поймы (рис. 4). Особенность галечно-валунных осерёдок – их веретенообразная форма, большая (30–80 м) длина при относительно малой (5–15 м) ширине. Береговые поймы шириной 100–200 м наследуют узкогрядовый рельеф. На адаптированном пологоизвилистом русле в нижней части Нижнебаксанской котловины осерёдки имеют дугообразную форму, повторяющую изгибы русла, при их зарастании возникают изогнуто-островные поймы небольшой (20–50 м) ширины.

Превращение наиболее высоких частей пояса руслоформирования в пойму происходит в межселевой период, продолжительность которого колеблется от 5 до 15–30 лет. В условиях небольшого объёма поступающего в дно долины материала наблюдается плавный рост относительных отметок аллювиальных и аллювиально-селевых форм рельефа. Он вызван, с одной стороны, отложением на их поверхности относительно тонкого материала – от мелкой гальки и щебня до песков и ила; с другой – направленным врезанием меженного русла реки.



**Рис. 4.** Ложбинно-островная пойма р. Баксан выше пос. Нейтрино.

Наносы осаждаются при затоплении дна долины в половодье, поступают со склонов долины с лавинами, оползнями и осыпями; преобладают крупнозернистые и гравелистые пески. Рост отметок осерёдок, побочной и гряд происходит по всей долине, от устья р. Чипер-Азау до г. Тырнауз. В большинстве случаев он не превышает 5–20 см, но местами достигает 0,5–1,5 м в год. Объём наносов, отлагающихся за год на участке дна долины длиной 400–500 м и шириной пояса руслоформирования 40–

130 м составляет, в среднем, от 0,7 до 4 тыс. м<sup>3</sup> (Vinogradova, Krylenko, Surkov, 2007). Наилот накапливается преимущественно на низких (менее 1 м) грядах, с увеличением их отметок интенсивность его накопления постепенно уменьшается.

Зона размыва ограничена дном меженного русла, а наблюдаемое понижение отметок дна колеблется от нескольких см до 1,5 м в год на локальных участках. Наиболее интенсивен размыв на участках с повышенными уклонами и скоростями течения: во фронтальной зоне селевых ступеней и моренных гряд, на отрезках врезанного русла с узким дном долины и небольшой (20–40 м) шириной пояса руслоформирования. Так, суммарный размыв дна русла Баксана во фронтальной зоне конуса выноса р. Кубасанты за 2003–2008 гг. составил 60–140 см, отрицательный баланс наносов – 1,4 тыс. м<sup>3</sup> на 400-метровом отрезке. Русло здесь порожиисто-водопадное, шириной 10–15 м, с уклонами до 80‰, с крупнообломочными наносами, зажато между селевыми террасами.

В расширениях дна долины с широким (50–100 м и более) поясом руслоформирования размыв дна меньше, а в ряде случаев отсутствует. Преобладание площади побочной, где происходит накопление наносов, над площадью русла, где идёт размыв, определяет суммарный положительный баланс наносов на подобных отрезках. Например, на 500-метровом участке ниже конуса выноса Кубасанты врезание русла (ширина пояса руслоформирования 45–100 м, уклон 20–30‰) в 2003–2008 гг. составило 40–70 см. Мощность отложившихся на поверхности аллювиально-селевых побочной песчаных и мелкогалечных наносов составила 10–65 см, что определило положительный баланс наносов в 0,15 тыс. м<sup>3</sup>. В районе пос. Нейтрино на участках русла с РАФ и шириной пояса руслоформирования 120 м размыв дна в основных рукавах за 2003–2005 г. составил от 30 до 120 см, в 2005–2007 гг. – еще 40–60 см. Тем не менее, баланс наносов на ключевых участках сохранялся положительным – 0,24–4,90 тыс. м<sup>3</sup> (Vinogradova, Krylenko, Surkov, 2009).

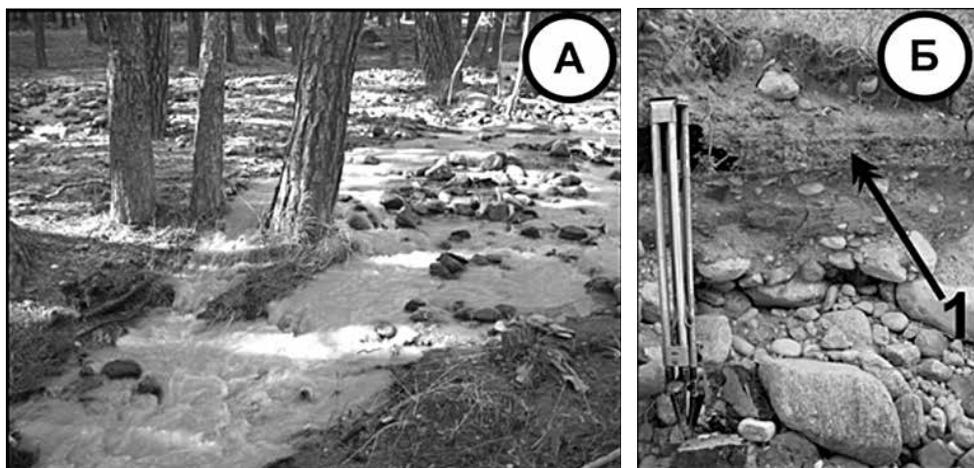
Зарастание аллювиально-селевых и аллювиальных форм рельефа, формирование почвенно-растительного покрова и природных территориальных комплексов (ПТК) происходит примерно одинаково на поймах всех типов, оно определяется высотной поясностью в горах, режимом затопления дна долины и его рельефом.

Дно долины затопляется с мая по сентябрь – в наиболее благоприятный для развития растительности период, что значительно уменьшает возможности закрепления растительностью подвижного валунно-галечного аллювия. Но с отметок 1,3–1,5 м над меженным уровнем продолжительность затопления быстро снижается. По данным гидрологического поста Тырнауз, на отметке 1 м над меженью оно составляет 130–140 суток, что полностью исключает появление какой-либо растительности, на отметке 1,3 м – уже вдвое меньше (70–85 суток), на отметке 1,5 м – не более 30 суток, что допускает поселение большинства видов деревьев и кустарников; 1,8 м – 10–15 дней, выше 2 м – не более 5 суток. Здесь затопление уже практически не влияет на состав растительных сообществ. Также быстро с увеличением отметок уменьшается и вероятность затопления. Если до отметки 1,5 м вода поднимается практически ежегодно, то поймы высотой 1,8 м затопляются не чаще 1 раза в 5–7 лет, а поймы высотой 2 м – только в исключительно многоводные годы.

Своеобразный «продольно-ступенчатый» рельеф аллювиально-селевых пойм определяет характер их затопления. Затопление массива происходит сверху, где его высота

над меженным урезом всего 20–50 см. Вода поступает широким фронтом, но полного затопления поймы не наблюдается. Поток быстро рассредоточивается на мелкие струи и ручейки между грядами, частично уходит в грунт по щелям между валунами и обломками. В нижней части массива вода сливается в русло по нескольким промоинам в уступе и боковым протокам. Такое «деривационное» затопление характерно и для зрелых береговых пойм. В высокие половодья вода поступает и на достаточно древние и удалённые от русла аллювиально-селевые и селевые террасы, поскольку высота их массивов над руслом в верхних по течению участках не более 1 м. При этом в 200–400 м ниже по течению подмываемый яр массива нередко имеет высоту до 4–5 м. Это намного превышает максимальные уровни половодья, но благодаря «затоплению сверху» сохраняется возможность отложения на подобных массивах песчано-илистого наилка и даже влекомой потоком гальки (рис. 5). Например, на правобережном массиве ниже вала Тюбеле (высота над современным руслом 3–4 м) мощность песчаного наилка над полотном автодороги, заброшенной в конце 60-х годов прошлого века, достигает 20–50 см.

«Деривационное» затопление также характерно для примитивных скелетных и побочневых пойм в ущельях и теснинах, изогнуто-островных пойм Нижнебаксанской котловины, и в гораздо меньшей степени – для проточно-островных и ложбинно-островных пойм, формирующихся в условиях свободных русловых деформаций на русле с развитыми аллювиальными формами. Уклоны дна долины здесь близки к уклонам русла, приверхи островов и береговых массивов часто имеют хорошо выраженные подмываемые яры высотой 1–1,5 м, колебания уровней воды в русле и на пойме примерно одинаковы. Однако полного затопления поймы и на этих участках не происходит из-за распластывания потока по относительно широкому дну долины и значительных поперечных уклонов. Затопление поймы зависит не столько от высоты половодья, сколько от возможности доступа воды на тот или иной массив.



**Рис. 5.** «Деривационное» затопление высоких пойм и террас: А – ручейки на селевых террасах, покрытых сосновым лесом, Б – отложение аллювия над полотном старой автодороги (1).

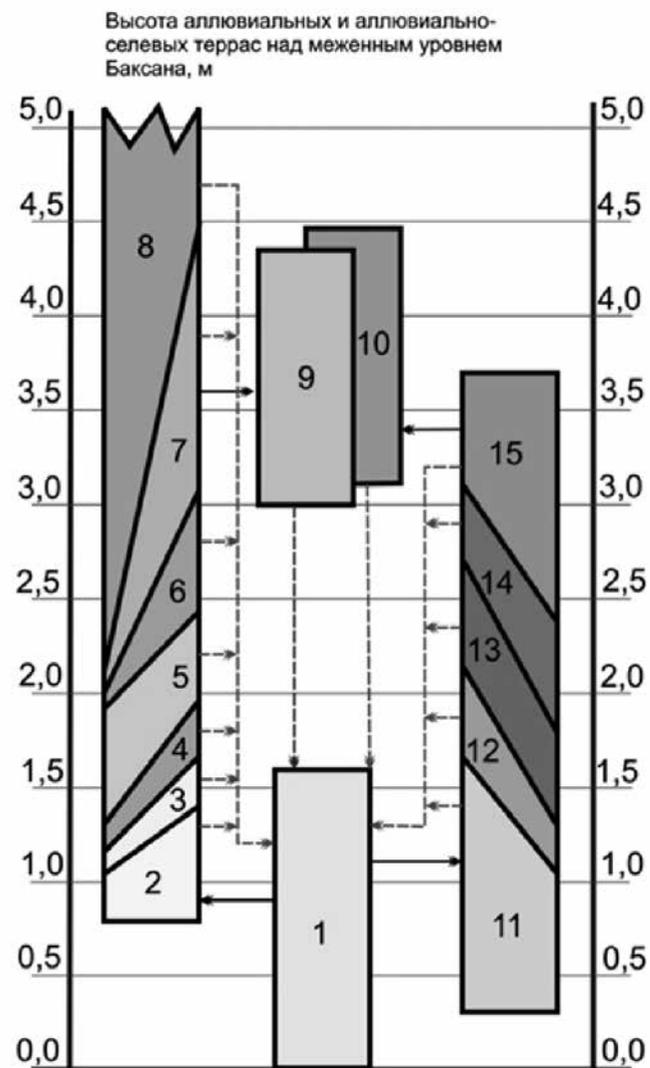
Особенности водного режима поймы определяют высотное положение природных комплексов на дне долины (рис. 6). Высота ПТК над урезом и продолжительность его затопления играет небольшую роль в ландшафтной дифференциации. Ярусность ПТК, обычная на поймах равнинных рек, здесь выражена слабо; разделение на комплексы «низкого» и «высокого» уровней весьма условно, они часто располагаются на одних и тех же отметках над меженным урезом. Обычна ситуация, когда на пойменном массиве (задернованном побочне, острове и т.д.) выдерживается единство почвенно-растительного покрова и формируется один элементарный ПТК (фация), не смотря на амплитуду рельефа в 1,5–2 м. Решающим фактором ландшафтной дифференциации выступает возраст массива, который определяется, в общем случае, продолжительностью «спокойного» межселевого периода, когда пойма развивается эволюционно. Селевые паводки и «деривационное» затопление высоких массивов размывают высотную границу между ПТК пойм, надпойменных террас различного генезиса и нижних частей склонов. Эволюционный ряд ПТК предельно сжат: до высоты 1,2–1,4 м над меженным урезом на валунно-галечных побочнях и осередках могут существовать только куртины пионерной растительности и разреженные луга, выше 1,5–1,8 м формируется практически весь спектр фаций.

В результате постепенного роста отметок сокращается продолжительность затопления побочней и осередков (ПТК 1), что способствует их зарастанию травянистой растительностью, порослью облепихи и берёзы. Эволюционный ряд ПТК поймы имеет две ветви. Одну (ПТК 1–8) образуют комплексы, формирующиеся на галечных и крупнопесчаных наносах в «стрежневой зоне» потока, другую (ПТК 11–15) – комплексы, образующиеся в относительно спокойных условиях на тонких песчано-илистых и суглинистых отложениях; первая ветвь преобладает. По климатическим условиям наибольшим разнообразием ПТК отличаются поймы в горно-лесной зоне (1400–2300 м).

Пионеры – тамариск, кипрей и некоторые злаки (мятлик, овсяницы, вейник) – вначале появляются в понижениях между грядами, где имеется относительно более тонкий материал, и в ухвостьях побочней, наиболее высоких, и практически не затопляемых. Отдельные куртины тамариска появляются на отметках 0,7–0,9 м над урезом, наиболее благоприятные условия для зарастания отмечаются выше отметок 1,2–1,5 м (ПТК 2). Проективное покрытие пионерных тамарисковых и злаковых лугов редко превышает 10%, а высота – 0,5 м. В субальпийской и альпийской зонах эволюция пойм фактически останавливается на этой стадии; слабая задернованность дна долины не способствует отложению тонкого материала и развитию полноценных пойм. В результате русло Баксана имеет здесь только структурные изгибы и разветвления, обусловленные геологическим строением долины и селевыми грядами.

В горно-лесной зоне уже через 3–5 лет проективное покрытие гряд тамариском увеличивается с 5–10 до 70–80%, высота зарослей достигает 1–1,5, местами до 2 м (ПТК 3, рис. 7). Кроме тамариска, в травостое участвуют куртины злаков и разнотравья, но их доля в травостое не превышает 15–20%. Наряду с тамариском, на поверхности волнистых и бугристых побочней и террас появляется единичная поросль облепихи и барбариса. Слой тонких песчаных наносов под пологом первичных лугов несплошной и не превышает 5–10 см. В межселевой период площадь тамарисковых лугов возрастает быстро. Например,

за 4 года они покрыли 80% левобережного массива размером 700×150 м в 1 км выше пос. Нейтрино. За три года (2003–2006 гг.) площадь задернованных аллювиальных и аллювиально-селевых форм рельефа в долине Баксана выше г. Тырнауза возросла на 25–40%. Чем шире пояс руслоформирования, тем интенсивнее идёт его зарастание.



**Рис. 6.** Эволюционно-динамический ряд элементарных ПТК (фаций) поймы Баксана в горно-лесной зоне. Валунно-галечные побочни, косы, гряды и осерёдки: 1 – лишённые растительности, 2 – с единичными куртинами тамариска, кипрея и злаков; перекрытые маломощным (2–5 см) несплошным песчаным чехлом: 3 – под злаково-разнотравно-тамарисковыми лугами с

порослью облепихи и барбариса (высота 1,5–1,8 м, проективное покрытие 50–70%), 4 – под куртинными облепишниками высотой 2–4 м с примесью барбариса и порослью берёзы разнотравно-злаково-тамарисковыми, 11 – перекрытые маломощными (1–3 см) заиленными песками, с куртинами осок, влаголюбивого разнотравья, злаков и тамариска, 12 – перекрытые маломощными илами, под осоковыми и злаково-осоковыми лугами с куртинами ивы, ольхи, тамариска. Низкие и средние молодые поймы: 5 – валунно-галечные с примитивными маломощными (10–30 см) песчано-галечными почвами, под низкорослыми (3–6 м) облепишниками с подлеском из барбариса, алычи и примесью берёзы (5–10%) разнотравно-злаковыми с участием тамариска, 6 – песчано-галечные на валунном основании, с дерновыми маломощными (40–60 см) аллювиальными почвами, под облепихово-берёзовыми лесами (10–12 м) с густым подлеском из ивы и барбариса злаково-разнотравными, 13 – валунно-галечные, перекрытые маломощным (20–50 см) песчано-суглинистым наилом, с примитивными и слоистыми аллювиальными почвами, под куртинными разнотравными ивняками и ольховниками высотой 2–4 м с порослью берёзы. Высокие зрелые поймы и низкие террасы: 7 – песчаные, на валунном основании, с дерновыми слоистыми аллювиальными почвами, под берёзовыми лесами высотой 15–18 м с примесью сосны и подлеском из облепихи злаково-разнотравными, 8 – песчаные, с горно-лесными супесчаными и песчаными почвами, под сосновыми и берёзово-сосновыми разнотравно-злаковыми лесами, 14 – суглинисто-песчаные на валунном основании, волнисто-грядовые, с маломощными (40–50 см) слоистыми аллювиальными почвами, под ольхово-ивовыми злаково-разнотравными мелколесьями, 15 – суглинисто-песчаные, под сложными берёзово-ивовыми разнотравными лесами на дерновых суглинистых щебнистых почвах. Техногенные модификации высоких пойм и низких террас: 9 – песчаные, с аллювиальными дерновыми и горно-лесными почвами, под парковыми березняками с куртинным кустарниковым подлеском, клеверово-разнотравно-злаковыми, 10 – песчаные, с освоенными горно-лесными и горно-луговыми почвами, под пастбищными низкорослыми лугами с куртинами облепихи и барбариса, единичными соснами и берёзами.



**Рис. 7.** Затопленные поймы с тamarисковыми лугами (ПТК 3).

Следующий этап эволюции – образование кустарниковых пойм. Поросль облепихи, барбариса и берёзы появляется на побочнях и осерёдках одновременно с тamarиском и на тех же отметках, но формирование плотных кустарниковых зарослей высотой 3–6 м (ПТК 4 и 5) занимает длительное, от 7 до 15, иногда до 30 лет, время. Причиной является достаточно медленное накопление на валунно-галечных отложениях высоких гряд песчаных и более тонких наносов, пригодных для формирования слоистых пойменных почв. Мощность мелкозёма на грядах, занятых кустарниковой растительностью (их максимальная высота 1,7–2,1 м) всего 15–35 см. До 30-летнего возраста «доживают» лишь немногие гряды и побочни, большинство из них разрушается при прохождении очередного селя или в результате блуждания русла.

Развитие кустарниковых пойм проходит две стадии. На первой (длительность 5–10 лет) низкие (1–2 м) кустарниковые облепишники и барбарис создают куртинные группировки диаметром 5–20 м, общее проективное покрытие кустарниками не превышает 50% (ПТК 4). Пространство между ними занимают плотные тamarисковые заросли высотой до 2 м, а также многочисленные злаки и разнотравье (кипрей, эспарцеты, шпaжник и др). Мощность песчаного чехла на этой стадии не превышает 15 см, он ещё не сплошной (проективное покрытие 60–70%), а почвы не сформированы. Максимальная высота таких гряд 1,7–1,9 м. На второй стадии (длительность 15–30 лет) интенсивность накопления песков резко возрастает. Мощность чехла

(с большим содержанием гальки) увеличивается до 30–45 см, начинается формирование примитивных аллювиальных почв с непрочной дерниной и маломощным (1–3 см) светлоокрашенным серо-коричневым гумусовым горизонтом (ПТК 5). Облепиховые заросли смыкаются: их проективное покрытие увеличивается до 50–80%, а высота – до 6 м. Под пологом мелкозёма появляется поросль ивы и берёзы. На этой стадии резко сокращается проективное покрытие тamarиска – до 30–40% и менее, травостой барбарисово-облепиховых мелкозёмий скорее разнотравно-злаковый с преобладанием полевиц и мятликов, на поверхности местами развивается несплошной (проективное покрытие 40–50%) моховой покров. Периферийные гряды, расположенные в тыловых частях пояса руслоформирования, постепенно, по мере врезания русла, выходят из зоны затопления и формируют надпойменную террасу с волнистым рельефом. Растительный покров здесь близок к зональному: в высокогорьях он представлен альпийскими и субальпийскими лугами, в районе турбазы Азау – берёзовыми криволесья, ниже – облепихово-берёзовыми, берёзово-сосновыми и сосновыми лесами, а в районе г. Тырнауз – сухостепной растительностью.

В горно-лесной зоне следующий этап – образование высоких бугристых пойм с облепихово-берёзовыми и берёзовыми лесами (ПТК 6 и 7). Гряды с этими сообществами имеют высоту 2–3,5 м и выходят из зоны ежегодного затопления (оно осуществляется только «деривационным» способом). Густые облепихово-берёзовые леса (ПТК 6) – двухъярусное сообщество. Берёза (её доля в древостое около 50%) образует ещё разреженный высокий ярус высотой 14–18 м, облепиха – более густой и плотный низкий (10–12 м). Леса имеют густой и труднопроходимый кустарниковый подлесок из барбариса и ивы, встречается подрост сосны, травостой низкий, разнотравно-злаковый и крапивно-разнотравный. Мощность мелкозёма, перекрывающего валунники, неравномерна: местами превышает 1 м, но иногда валуны диаметром до 1 м лежат практически на поверхности. Комплекс имеет уже достаточно мощные (45–50 см) слоистые аллювиальные почвы, причем гумусовый горизонт мощностью 5–7 см часто легкосуглинистый, а на участках с повышенным увлажнением может иметь оторфованную подстилку мощностью 1–2 см и моховой покров. Большая часть почвенного профиля сложена слоистыми мелко- и среднезернистыми песками серыми, белесовато-серыми с включениями гальки.

Берёзовые леса с примесью сосны и облепихи и подлеском из ивы и барбариса (ПТК 7) занимают наиболее высокие уровни поймы и, они встречаются на бугристо-грядовых аллювиально-селевых террасах, на склонах долины, в лавинных прочёсах и т.д. Фактически это переходный к зональному комплекс. Мощность почв, близких по морфологии к горным лесным, колеблется от 20–30 см до 1 м, механический состав слоистый галечно-песчаный, реже-галечно-суглинисто-песчаный. Высота насаждений здесь 12–18 м, 60–70% занимает берёза, 5–10% – сосна, около 5% – высокая облепиха. Диаметр стволов 10–15 см, сосны – до 20 см. Леса имеют разнообразный кустарниковый подлесок (барбарис, облепиха, боярышник, ива), но его сомкнутость (0,5–0,7) значительно меньше, чем в ПТК 6. Высота подлеска 1–4 м. Травостой разнотравно-бобово-злаковый, высотой до 1 м, его проективное покрытие 60–70%. Господствуют тимофеевка, мятлик, костёр, режа вейник и полевица; много бобовых – клеверов, горошков, а также зонтичных. Заключительным этапом эволюции

растительных сообществ на дне долины является формирование комплексов с сухими разнотравно-злаковыми сосновыми лесами (ПТК 8). Это уже полностью зональный комплекс, с типичными горно-лесными почвами, распространённый на селевых террасах и высоких аллювиально-селевых побочнях. В ряде случаев высота террас с сосновыми лесами всего 2–2,5 м, и они могут затопливаться в высокие половодья. Обращает на себя внимание разреженный подлесок этих лесов, и почти монодоминантный состав древостоя.

В Нижнебаксанской котловине (горно-степная зона) первичные злаковые и злаково-разнотравные луга на высоких поймах сразу сменяются сухостепной растительностью с широким участием полыней и сорнотравья. На отметках 1,3–1,7 м над межнным урезом здесь встречается переходный комплекс с лугово-кустарниковой растительностью и примитивными почвами. Ненарушенных участков пойм почти не сохранилось; она застроена, занята огородами, пастбищами, отстойниками и хвостохранилищами Тырныаузского ГОК. Русло на значительных отрезках обваловано и стеснено набережными.

При использовании тыловых участков пойм и аллювиально-селевых террас под пастбища их природные комплексы изменяются. Облепихово-берёзовые и берёзовые леса сменяются парковыми березняками (ПТК 9). Высота насаждений 12–15 м. Сомкнутость древостоя здесь не больше 0,5, деревья располагаются на значительном (5–8 м расстоянии друг от друга) или образуют отдельные группы. Кустарниковый ярус из облепихи и барбариса также разрежен, его высота 3–6 м. Травостой низкий, 3–10 см, выбитый скотом, его проективное покрытие всего 30–50%. Преобладают злаки, встречаются клевера, земляника, кислица. При интенсивном выпасе и вырубках леса полностью исчезают; их место на бугристо-грядовой поверхности занимают сильно стравленные злаково-разнотравные луга с участием сорнотравья – осота, конского щавеля, полыней (ПТК 10). Высота травостоя 5–10 см, проективное покрытие 50–70%. По лугам раскиданы куртины и отдельные кусты облепихи и барбариса, но их проективное покрытие не превышает 30–40%, а высота 2–4 м. Местами дернина выбивается скотом полностью и образуются очаги лишённых растительности песков.

ПТК второй ветви встречаются в днище долины Баксана редко, они более характерны для рек, имеющих тонкий илистый и мелкопесчаный состав влекомых наносов и суглинистые поймы. Валунно-галечные отложения селевых террас здесь покрывает тонкий наилок, зарастающий осоково-злаковыми лугами (ПТК 11,12). По мере накопления илистого и суглинистого аллювия луга сменяются ивняками, ольховниками с примесью берёзы (ПТК 13, 14) и сложными ольхово-ивово-берёзовыми злаково-разнотравными лесами на аллювиальных дерновых суглинистых почвах (ПТК 15). Высота лесов 15–17 м. Доля ивы в насаждениях достигает 50%, ольхи –10–30%. Тамарисковых и облепиховых пойм в этих случаях не образуется, хотя эти виды присутствуют как примесь в лесах и кустарниках.

Морфологическая структура и ландшафтов горных территорий – вопрос дискуссионный; наибольшую сложность представляет место в ней высотных поясов – ПТК, сопоставимых по климатическим и почвенно-растительным различиям с природными зонами на равнинах, но занимающих лишь часть мезоформ рельефа – склонов, ригелей, вершин, седловин и др. Днища долин горных рек 5–6 порядков,

в которых поток активно перерабатывает рельеф и формирует поймы и террасы, можно рассматривать, как ПТК ранга ландшафтов, не смотря на их малую площадь. Критерием может быть удельная энергия потока, составляющая на Баксане 5–7 тыс. кВт/м, что сопоставимо с удельной энергией потоков крупных равнинных рек – Оби, Северной Двины, Волги, имеющих широкие поймы с разнообразными ландшафтами.

### Литература

Алейникова А.М., Петрушина М.Н., 2006. Структура и динамика перигляциальных ландшафтов долины р. Адылсу (Центральный Кавказ) // Ландшафтоведение: теория, методы, региональные исследования, практика. Материалы IX международной ландшафтной конференции. М.: Географический ф-т МГУ. С. 291–293.

Виноградова Н.Н., Крыленко И.В., Перов В.Ф., 2005. Особенности русловых процессов р. Баксана в условиях активной селевой деятельности // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 15. М.: МГУ. С. 126–149.

Сейнова И.Б. 1998. Селевые процессы бассейна р. Баксан (Центральный Кавказ). Деп. ВИНТИ. № 9763-В97. М. 295 с.

Милановский Е.Е., 1968. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра. 482 с.

Виноградова Н.Н., Крыленко И.В., Сурков В.В., 2007. Некоторые закономерности руслоформирующей деятельности горной реки в её верховьях (на примере р. Баксан) // Геоморфология. № 2. С. 49–57.

N.N. Vinogradova, I.V. Krylenko, V.V. Surkov., 2007. Channel deformations of the mountain river under influence a mass of sediments arrival from debris flows tributaries // Proceedings of the 10th International Symposium on River Sedimentation. August 1-4, Moscow, Russia. Vol. II. Moscow. P. 417–422.

Виноградова Н.Н., Крыленко И.В., Сурков В.В., Тарбеева А.М., 2009. Переформирования русла горной реки в условиях активной селевой деятельности на участках с различным типом русла // Тр. VII конференции «Динамика и термика рек, водохранилищ, и прибрежной зоны морей». Москва, РУДН, 23-25 ноября 2009 г. М.: РУДН. С. 278–284.

## NEW APPROACH TO MODELING OF FLOOD RISK IN THE AREA OF COAL MINING

### МОДЕЛЮВАННЯ РИЗИКУ ПРОЯВУ ТЕХНОГЕННИХ ПОВЕНЕЙ І МАСШТАБІВ ПІДТОПЛЕННЯ ТЕРИТОРІЇ У РАЙОНАХ ВИДОБУВАННЯ КАМ'ЯНОГО ВУГІЛЛЯ

I.P. Kovalchuk<sup>1</sup>, Ye. Ivanov<sup>2</sup>, N. Lobanska<sup>2</sup>, O. Terschuk<sup>3</sup>

1. Taras Shevchenko National University of Kyiv, Ukraine

2. Ivan Franko National University of Lviv, Ukraine

3. Volyn National University, Ukraine

#### Abstract

Based on hydrologic modeling of Lviv-Volyn basin, a model of land use structure and dangerous processes of both natural and anthropogenic origins was made with the aim of identifying the areas threatened by floods. In the study the GIS method was employed. The material presented herein is of methodological value and may be used for didactical purposes.

#### Актуальність теми і постановка проблеми

Видобування і збагачення кам'яного вугілля призводить до активізації небезпечних екзогенних процесів, що спричиняють трансформацію природно-господарських систем, загрожують життю і здоров'ю населення. Найвідчутніше на стан природного середовища і життєдіяльність людей впливають трансформаційні процеси, зумовлені розвитком просідання земної поверхні, що призводить до щорічного техногенно зумовленого затоплення територій під час повеней і паводків, утворення підтоплених і заболочених ділянок. Підтоплення спричиняє систематичне пошкодження та руйнування житлових будинків, промислових об'єктів, доріг і комунікацій, погіршення стану лісових і сільськогосподарських угідь.

З метою аналізу існуючої ситуації, окреслення меж підтоплених територій та визначення ризику прояву техногенних повеней і підтоплення у районах видобування кам'яного вугілля, нами побудовано детальні геоінформаційні моделі для ключових ділянок «Нововолинськ» (Нововолинський ГПР) і «Межиріччя» (Червоноградський ГПР) масштабу 1:5 000. Модельні площі охоплюють усе різноманіття природно-господарських систем в межах Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну. На прикладі ключової ділянки «Межиріччя» розглянемо закономірності прояву техногенних повеней і підтоплення в межах різнофункціональних природно-господарських систем регіону.

#### Вихідні передумови дослідження

Основні положення і висновки статті ґрунтуються на результатах конструктивно-географічних досліджень, які проведені в межах Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну у 1997–2009 рр. Зокрема, авторами детально проаналізовано спектр геоекологічних проблем (Іванов, 2007b, 2009a), ступінь трансформованості структури землекористування (Іванов, 2007a, 2008a, 2009b; Ковальчук, 2008), інтенсивність прояву природно-антропогенних процесів (особливо просідання і підтоплення) (Іванов, 2003b, 2006b, 2007b; Kowalczyk, 2007b), розроблено рекомендації, спрямовані на покращання схеми територіального планування (Іванов, 2007a, 2009b).

У роботі використано власний досвід геоінформаційного моделювання природно-господарських систем (Іванов, 2009a, 2009b; Kowalczyk, 2007a) і розвитку небезпечних екзогенних процесів (Іванов, 2006a; Ковальчук, 2006, 2007) у районах розроблення покладів кам'яного вугілля.

#### Методика геоінформаційного моделювання

Для геоінформаційного моделювання використано плани геодезичного знімання і різночасові схеми гірничих робіт масштабу 1:5 000. Надалі топографічну основу підготовлено до процесу створення ГІС-моделі. Зокрема, проведено пошарове опрацювання інформації на світлопульті, виправлено технічні недоліки і невідповідності планів, здійснено сканування і зшивання листів та прив'язку карти до панхроматичного космознімку *Spot DOI-10* і багатоканального *Landsat ETM+* з роздільною здатністю 10 і 30 м відповідно (Іванов, 2007b). Для опрацювання космознімків використана програма *ERDAS Imagine*, для сканування карт – *ABBYY FineReader 9.0*, для зшивання карт – *PanaVue Image Assembler 2.05*.

В основу геоекологічного моделювання досліджуваної території покладено ГІС-технології. У процесі створення геоінформаційної бази даних та при її аналізі використано ряд модулів ГІС-програми *Arc-Info* з візуалізатором *Arc GIS 9.3*. За допомогою модулів програми – *Editor* і *Standard Tools* створено та відредагувано базу даних. Основним модулем для побудови цифрових моделей рельєфу і моделі потужності просідання земної поверхні служив модуль *Spatial Analyst Tools – Interpolation – Topo to Raster*. Для візуалізації створених моделей використано метод растрового відображення поверхні (*grid*), перевагою якого є якісне відображення згладжених і пологих форм рельєфу. Водночас у процесі створення бази даних існуючої структури землекористування досліджуваної території застосовано ряд інших інструментів: *Features, Fields, Generalization* і *Topology* модуля *Data Management Tools*. Для аналізу статистичних даних задіяно модулі *Analysis Tools* та ряд його інструментів *Statistics, Calculate Geometry, Summarize* і *Field Calculator*.

#### Трансформація структури землекористування в межах модельної ділянки «Межиріччя»

Ступінь трансформації природно-господарських систем у районах видобування кам'яного вугілля проаналізовано на прикладі модельної ділянки «Межиріччя».

Ключова ділянка розміщена у басейні р. Рата (притока Західного Бугу), у місці формування і прояву щорічних небезпечних техногенних повеней, які завдають значної матеріальної шкоди та загрожують життю населення. Вона охоплює промайданчики Відкритого Акціонерного Товариства «Львівська вугільна компанія» (колишньої Центральної збагачувальної фабрики «Червоноградська») та Державного Відкритого Акціонерного Товариства «Шахта» «Візейська». Модельна ділянка займає територію неправильної, наближеної до прямокутної, форми, розмір якої  $4,3 \times 4,9$  км, а площа – майже  $16,3$  км<sup>2</sup>. На такій невеликій за площею території розміщений відвал відходів флотажі фабрики, породні відвали зазначеної шахти, інші гірничопромислові об'єкти. Район дослідження є густо заселеним (понад  $160$  осіб/км<sup>2</sup>) (Іванов, 2008а).

Після початку розроблення покладів кам'яного вугілля (кінець 50-х років ХХ ст.) у структурі землекористування відбулися суттєві зміни. Значні площі зайняті промайданчиками ВАТ «Львівська вугільна компанія» і ДВАТ «Шахта «Візейська» ( $0,69$  км<sup>2</sup>;  $4,25\%$  від загальної площі ділянки) і відвалами цих підприємств ( $1,45$  км<sup>2</sup>;  $8,89\%$ ); тут розбудовані існуючі і з'явилися нові населені пункти (м. Соснівка і смт. Гірник), розширилася мережа автошляхів і залізниць (рис. 1). Підземне розроблення кам'яновугільних покладів у районі дослідження спричинило появу постійно затоплених площ, на які припадає  $0,72$  км<sup>2</sup> або  $4,41\%$  від його площі. Докорінні зміни у структурі землекористування відбулися на  $28$ – $30\%$  земельних угідь модельної ділянки.

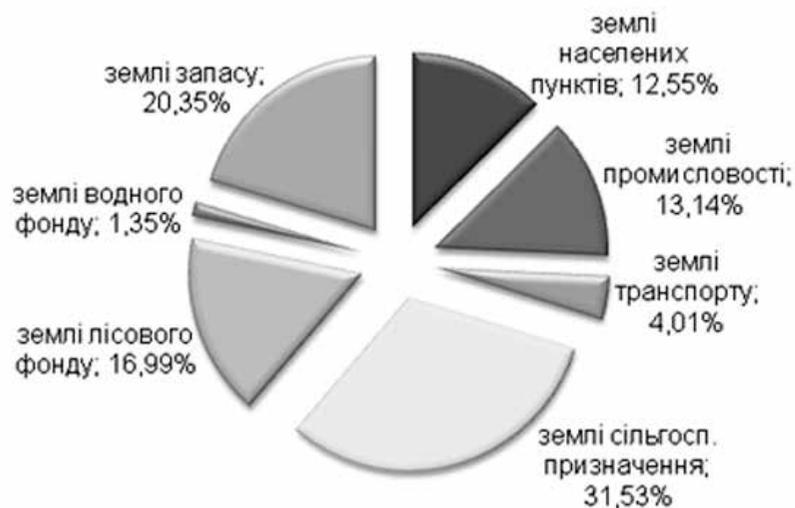


Рис. 1. Співвідношення площ у структурі землекористування.

Поява новостворених промислових і поселенських об'єктів призвела до суттєвого скорочення площ під лісовими масивами і рідколіссям ( $16,99\%$ ) та сільськогосподарськими угіддями ( $31,53\%$ ). Водночас зростає частка непридатних земель, які виведені із господарського використання через їхнє підтоплення і

заболочення ( $20,35\%$ ). Зазнали трансформації й самі сільськогосподарські угіддя: зменшена частка площ під ріллею і приватними городами, що призвело до зростання частки земель, які відведені під пасовища і сіножаті. Однак такі пасовища і сіножаті використовують не ефективно через заміну корінного трав'яного покриву болотними видами рослин і бур'янами та періодичне затоплення угідь.

Більшість гірничопромислових об'єктів (промайданчики фабрики і шахти, відвали) тяжіють до межиріччя Західного Бугу і Рати (рис. 2). Одночасно ці території зайняті лісовими масивами, рідколіссям і чагарниками. Практично усі затоплені площі також знаходяться в межах плоских і слабодренованих ландшафтних систем, тобто у східній частині модельної ділянки. Західна частина досліджуваної території інтенсивніше освоєна й здебільшого зайнята житловою забудовою і сільськогосподарськими угіддями.

#### Модельовання ризику прояву техногенних повеней і підтоплення в межах ключової ділянки

Досліджувана територія зазнає інтенсивного впливу різних небезпечних природно-техногенних процесів та явищ. Серед них особливу роль відіграють процеси просідання земної поверхні унаслідок активного підземного розроблення вугілля без закладання звільненого простору та її осідання, викликаного статичним навантаженням відвалів (Іванов, 2007b). Деформаційні процеси простежуються по всій площі модельної ділянки, що значно впливає на функціонування природних і природно-господарських систем, особливо в межах місцевості плоских заплав і першої надзаплавної тераси. Процес просідання площ має однаковий вплив на літогенну основу верхніх шарів земної кори, однак екологічні наслідки в межах природних систем різні і залежать від сучасної ландшафтної структури.

Проявами просідання земної поверхні охоплена практично вся територія (близько  $98,3\%$  від її площі). Глибина просідання здебільшого коливається у проміжку від  $0,5$  до  $1,5$  м, а максимальні значення досягають  $3,46$  м. Незначні трансформаційні зміни (до  $0,5$  м) найпоширеніші в межах ключової ділянки (рис. 3). Вони характерні для  $29,0\%$  її площі. У свою чергу, зони зі значним ступенем прояву процесів просідання поверхні (понад  $2,5$  м) виявлені лише на  $3,8\%$  площі ділянки.

Розміщення площ із різною активністю просадочних процесів зумовлено, головню, наявністю у тій чи іншій частині простору відпрацьованих вугільних пластів робочої потужності. Власне у місцях проектування на земну поверхню кількох вугільних пластів (у нашому випадку до чотирьох), що розроблялися шахтними лавами у різні роки, спостерігаємо найвищі значення просідання поверхні. Показники інтенсивності деформаційних змін у карбонових, верхньокрейдових і четвертинних відкладах коливалися від  $58$  до  $65$  мм/рік (Іванов, 2003b, 2006b). В останні роки швидкість вертикальних зміщень земної поверхні суттєво знизилася й сьогодні не перевищує  $15$ – $20$  мм/рік (Іванов, 2006b). Незначна кількість геодезичних реперів в межах модельної ділянки, на жаль, не дає можливості здійснити аналіз просторових варіацій інтенсивності просідання земної поверхні.

Площі із найбільшими значеннями просідання розміщені під відвалом збагачувальної фабрики і дещо північніше від нього (рис. 4). Потужні деформації поверхні, пов'язані з відпрацюванням вугільних пластів та осіданням під значною вагою гірничозбагачувальних відходів (близько 32 млн. м<sup>3</sup>) призвели до утворення затоплених ділянок вздовж периметра відвалу площею до 500 м<sup>2</sup>. Водночас вони виконують роль накопичувачів інфільтраційних вод із тіла відвалу, тому їхня якість є незадовільною (Іванов, 2008). Інша велика площа інтенсивних просадочних процесів знаходиться західніше від лікарні м. Соснівка на площах, зайнятих сільськогосподарськими угіддями і лісовими масивами.

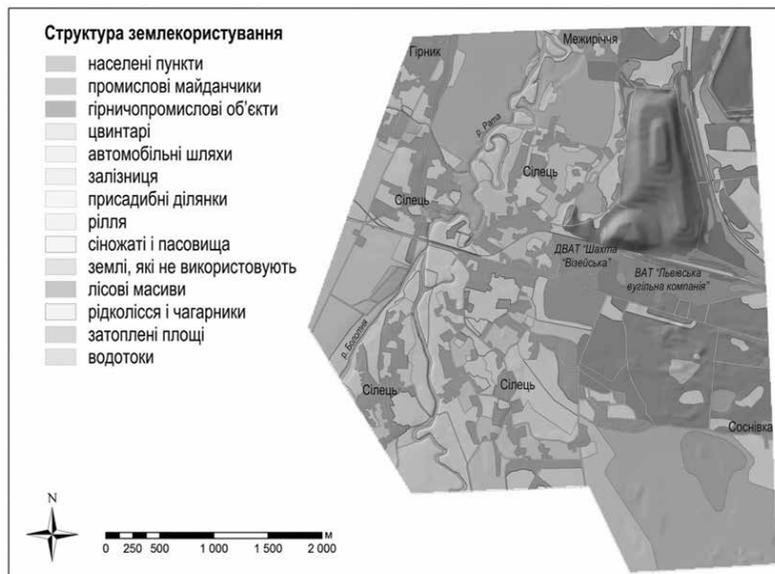


Рис. 2. Структура землекористування в межах модельної ділянки «Межиріччя».

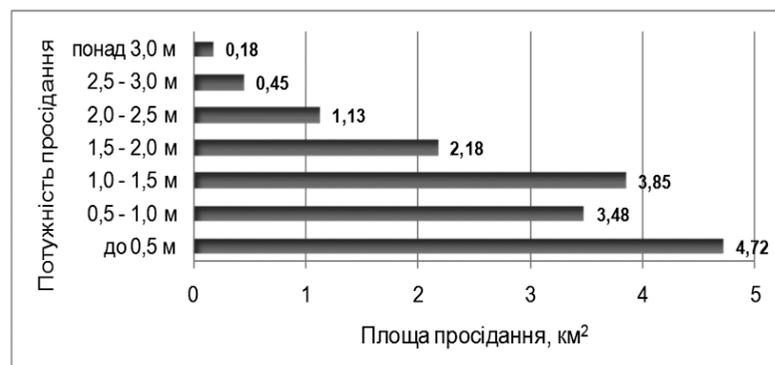


Рис. 3. Співвідношення площ просідання земної поверхні із різною потужністю (глибиною).

Під одноповерховою забудовою Сільця і Межиріччя проводилося розроблення покладів кам'яного вугілля. Потужність просідання у районах житлової забудови сягає 2,0–2,3 м. У межах заплавно-річкового комплексу також здійснювали відпрацювання вугільних пластів, що призвело до просідання русла р. Рати та її низької і високої заплави на 0,5–2,0 м. Наслідком нерівномірності просадочних процесів є зміна на окремих ділянках морфології русла річки та швидкості її течії, посилення бічної ерозії і підмиву берегів, перевідкладання алювію тощо.

Загалом, просідання поверхні відбувається нерівномірно і супроводжується чисельними порушеннями цілісності фундаментів житлових і промислових будівель, систем водо- і газопостачання, інших комунікацій. Щороку у районі досліджень лише на магістральних трубопроводах системи водопостачання і водовідведення фіксують понад 20 аварій (Проект ліквідації..., 2001). У зв'язку з ризиком інтенсивних деформаційних проявів, у Сільці і Межиріччі газопровідна мережа прокладена над рівнем земної поверхні.

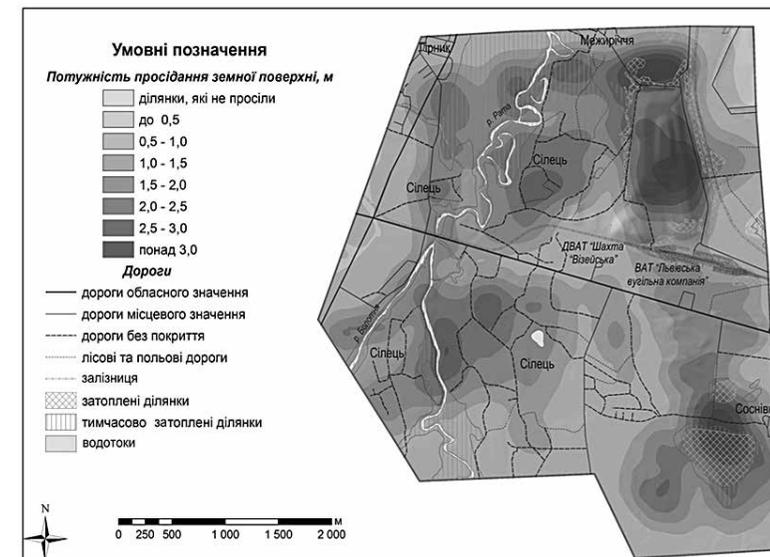


Рис. 4. Прояв небезпечних природно-антропогенних процесів в межах модельної ділянки «Межиріччя».

Значні деформаційні процеси зумовили поширення в межах ключової ділянки «Межиріччя» процесів затоплення, підтоплення і вторинного заболочення. Цими процесами у районі дослідження охоплено 6,73 км<sup>2</sup> або 41,2% від її загальної площі. Серед затоплених територій слід виокремити зони постійного і тимчасового (сезонного) затоплення на які припадає 13,8 і 36,4% відповідно (рис. 5). Ще більше природно-господарських систем зазнають підтоплення (39,3%) у вигляді підняття рівня ґрунтових вод вище 0,5 м й пошкодження підвальних приміщень житлових і промислових будівель, комунікацій, посівів тощо.

В місцях постійного затоплення утворилися антропогенні аквальні системи – овальної чи округлої форми діаметром 50–100 м, що представляють собою

заповнені водою пониження, які утворилися у процесі просідання чи осідання земної поверхні (Іванов, 2006а). Цьому сприяє ускладнений, інколи практично безстічний, гідрологічний режим території. Середня глибина водойм не перевищує 0,8–1,0 м. В окремих випадках їхня глибина може досягати 1,5 м. Берегова лінія аквальних систем здебільшого має складну і сильно звивисту конфігурацію та носить не постійний характер. Рівень води у водоймах щороку піднімається на 0,2–0,5 м під час танення снігового покриву чи випадання зливових опадів. У посушливі періоди року окремі невеликі озера практично пересихають, перетворюючись у заболочені площі чи пустирі, непридатні для господарського використання.

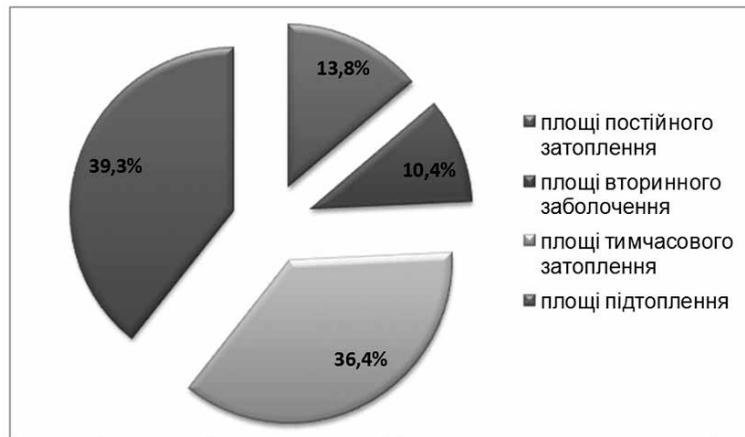


Рис. 5. Частка площ, що пошкоджені техногенними повенями і підтопленням.

Особливо сповільнений поверхневий стік в межах озерно-льодовикових плоских межиріччя річок Західний Буг і Рата. Поряд з м. Соснівка утворилася найбільша аквальна система у межах модельної ділянки. Водойма має витягнуту яйцеподібну форму розмірами 500×800 м, а її глибина сягає 2,0 м. Вона виникла зовсім недавно (10–15 років) за доволі короткий період часу. Протягом двох років на місці пасовищ, сіножатей і колективних городів міщан сформувалася молода аквальна система, яка впритул наблизилася до лісового масиву. Водночас у лісі, що розміщений в межах слабоприпіднятого межиріччя, ускладненого еоловими горбами, виникли дві менші за розміром підтоплені і заболочені площі. Їхнє утворення викликано інтенсивним просіданням території і відсутністю стоку.

Процеси тимчасового (сезонного) затоплення повеневими і паводковими водами охопили місцевості плоских поверхонь низької і високої заплави р. Рати, особливо після впадіння до неї р. Болотня. У сезони інтенсивного сніготанення і випадання зливових опадів відбувається підтоплення житлових будинків і присадибних ділянок с. Сілець і Межиріччя. Навіть звичайні повені і паводки призводять до затоплення більшості господарських об'єктів на високій заплаві та на ділянках, що штучно припідняті над її рівнем на 0,5–0,8 м. Особливо суттєвих збитків населенню цих сіл завдали екстремальні повені 1997, 2000 і 2005 років, коли були затоплені значні площі на першій надзаплавній терасі. Вимірювання на Межирічанському гідропосту показали, що рівень підняття води

у р. Рата може перевищувати 1,5–1,8 м. Періодично проводиться тимчасове відселення мешканців із небезпечних зон. Місцева влада і населення проводить ремонт пошкоджених та відсіпання додаткових протипаводкових дамб і захисних бордюрів із мішків з піском. Водночас проводяться несистематичні роботи зі спрямлення та очищення русла річки.

На жаль, протипаводкові заходи не дають належного ефекту. Сьогодні інститутом УкрНДППроект розроблено проектну документацію щодо побудови каналу р. Рата – р. Західний Буг з метою відведення надлишкових вод від вищезгаданих населених пунктів (Проект ліквідації..., 2001). Однак економічна та екологічна необгрунтованість робить цей проект малоефективним і ставить під сумнів його реалізацію.

Частина аквальних систем виникла на місці колишніх заболочених площ, інші з'явилися в тих урочищах, де раніше заболочення не простежувалося і які були зайняті ріллею, луками та лісами. Затоплені і підтоплені ділянки існують на окремих територіях сіл Сілець і Межиріччя (Іванов, 2009а). На них припадає 0,10 км<sup>2</sup> або 0,63% від площі модельної території. Значно більше підтопленням пошкоджено сільськогосподарських угідь (1,86 км<sup>2</sup>; 10,14%) і земель лісового фонду (0,17 км<sup>2</sup>; 1,01%).

Зони постійного затоплення переважно приурочені до межиріччя із слабо протічним режимом або безстічними площами. Більшість таких зон тяжіє до східної частини модельної ділянки (рис. 4). У свою чергу, для заплавно-руслівних комплексів р. Рата властиві зони тимчасового затоплення, що виникає після чергової техногенної повені або паводка. Процес сходження повеневих вод із затоплених площ затягується до квітня-травня поточного року, що перешкоджає їхньому використанню у сільському господарстві.

Переважно підтоплення знижених природних і господарських ділянок з незначною глибиною ґрунтових вод починається вже після просідання земної поверхні на 1,5–2,0 м або за умов штучного утворення безстічного простору (Іванов, 2007б). В останні п'ять-сім років проявляються процеси пониження рівня та зменшення площ затоплення і підтоплення. До 15% зон підтоплення практично зникли, а на їхньому місці утворилися великі пустирі з лучно-болотною рослинністю. Рослинний покрив пустирів щороку пересихає і до наступного року повністю вигорає, залишаючи потужний органічний шар. Ще понад 25% площ, у межах яких рівень поверхневих і ґрунтових вод постійно був вищим, ніж земна поверхня, тепер можна вважати тимчасово затопленими і заболоченими (Іванов, 2006б). Осушення підтоплених площ носить мозаїчний характер та у різних місцях розпочалося неодноразово.

Висновки і рекомендації. Гідроекологічну ситуацію в межах модельної ділянки «Межиріччя» оцінено як напружену із високим ризиком затоплення, підтоплення і розвитку деформаційних процесів. Найсильніший їх прояв зафіксовано у періоди повені та літніх паводків, коли площа затоплення, підтоплення і заболочення сягає 7,0–7,5 км<sup>2</sup> або 43–46% від площі ділянки.

Створені у масштабі 1:5 000 геоінформаційні моделі просідання, затоплення і підтоплення території слугуватимуть інформаційно-аналітичним підґрунтям для розроблення системи заходів, орієнтованих на зниження ризику прояву цих небезпечних природно-антропогенних процесів. Серед основних причин прояву процесів затоплення і підтоплення в межах досліджуваного району є природні (значна кількість опадів і невисока випаровуваність, відносна рівнинність рельєфу, неглибоке залягання ґрунтових

вод тощо) і техногенні чинники (підземне видобування кам'яного вугілля, просідання земної поверхні над гірничими виробками, штучне створення безстічних площ та ін.).

З метою зменшення площ затоплення і підтоплення необхідно відновити або створити нові дренажні системи вздовж залізниць та автодоріг, побудувати додаткові канали для затримання вод на низькій і високій заплаві. Нижні частини схилів відвалів варто задернувати і закріпити чагарниками. Існуючі осушувальні канали сприяють пониженню рівня ґрунтових вод, тому рекомендуємо підтримувати їх у робочому стані.

Для успішного прогнозування місць появи нових зон підтоплення під впливом закриття шахт та обґрунтування заходів зі зменшення негативних його наслідків доцільно проводити конструктивно-географічні дослідження із використанням ГІС-технологій ще на стадії розвідки вугільних родовищ. За умов відсутності таких досліджень необхідно оперативно регулювати режим підземних і ґрунтових вод на основі даних, що поступають від регіональної і локальної мережі гідрогеологічного моніторингу.

### Список використаної літератури

Іванов Є.А., 2003а. Ландшафтно-гідрогеологічна характеристика зон підтоплення і заболочення в межах Червоноградського гірничопромислового району / Є.А. Іванов, І.П. Ковальчук // Гідрологія, гідрохімія і гідрогеологія. – К.: ВГЛ “Обрії” – Т. 5. – С. 345–355.

Іванов Є.А., 2003б. Сучасний стан розвитку процесів підтоплення і заболочення в межах Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну / Є.А. Іванов, І. П. Ковальчук // Екологія довкілля та безпека життєдіяльності. – 2003. – № 6. – С. 79–84.

Іванов Є.А., 2006а. Моделювання розвитку процесів просідання і затоплення в межах Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну / Є. А. Іванов, Н. І. Лобанська // Регіональні географічні дослідження України та суміжних територій: Зб. наук. праць, присвячений 70-річчю утворення кафедри географії Луган. нац. пед. ун-ту ім. Т. Шевченка (Луганськ, 27–29 листопада 2006 р.). – Луганськ: Альма-матер – С. 29–31.

Іванов Є., 2006б. Сучасний стан та інтенсивність розвитку процесів просідання і підтоплення в межах Червоноградського гірничопромислового району / Є. Іванов, М. Кобелька // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. географ. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка – Вип. 33. – С. 112–121.

Іванов Є.А., 2007а. Історико-географічні та ландшафтно-динамічні аспекти трансформації природно-господарських систем гірничопромислових територій / Є.А. Іванов, І.П. Ковальчук // Наук. записки Вінниць. держ.пед. ун-ту ім. М. Коцюбинського. Серія: Географія. – Вінниця: [б. в.] – Вип. 14. – С. 15–20.

Іванов Є., 2007б. Ландшафти гірничопромислових територій: монографія / Євген Іванов. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка – 334 с.

Іванов Є., 2008а. Аналіз змінності структури землекористування Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну з використанням ГІС-технологій / Є. Іванов, Н. Лобанська // Пріоритети збалансованого (сталого) розвитку України: Матер. II Укр. еколог. конгресу (м. Київ, 27–28 жовтня 2008 р.): Зб. наук. статей. – К.: Центр екологічної освіти та інформації – Ч. 1. – С. 431–435.

Іванов Є., 2008б. Оцінка ступенів забрудненості ґрунтових вод інфільтраціями породних відвалів шахт Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну / Є. Іванов, І. Рудик // Пріоритети збалансованого (сталого) розвитку України: Матер. II Укр. еколог. конгресу (м. Київ, 27–28 жовтня 2008 р.): Зб. наук. статей. – К.: Центр екологічної освіти та інформації – Ч. 2. – С. 134–139.

Іванов Є. А., 2009а. Геоекоекологічне моделювання гірничопромислових геосистем Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну / Є.А. Іванов, Н.І. Лобанська // Структурна перебудова та екологізація економіки в контексті переходу України до збалансованого розвитку: Матер. III Укр. еколог. конгресу (м. Київ, 10–11 грудня 2009 р.): Зб. наук. статей. – К.: Центр екологічної освіти та інформації – С. 250–254.

Іванов Є., 2009б. Геоекоекологія Нововолинського гірничопромислового району / Євген Іванов, Іван Ковальчук, Оксана Терещук. – Луцьк: Волин. нац. ун-т ім. Л. Українки – 208 с.

Ковальчук І.П., 2008. Антропогенна трансформація малополіських форм рельєфу в межах Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну / І.П. Ковальчук, Є.А. Іванов, Н. І. Лобанська // Природа Західного Полісся та прилеглих територій: Зб. наук. праць. – Луцьк: Волин. нац. ун-т ім. Л. Українки – № 5. – С. 3–8.

Ковальчук І.П., 2006. Компьютерное моделирование процессов затопления и подтопления горнопромышленных территорий / [И.П. Ковальчук, Е.А. Иванов, Ю.М. Андрейчук, Н.И. Лобанская и др.] // 21-ое пленарное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов (г. Чебоксары, 10–13 октября 2006 г.): Доклады и краткие сообщения. – Чебоксары, 2006. – С. 125–127.

Лобанська Н.І., 2007. Модель розвитку просідання і підтоплення земної поверхні у межах ключової ділянки “Межиріччя” / Н.І. Лобанська, Є.А. Іванов // Сучасні проблеми екології: Тези IV міжнарод. конф. студентів, магістрів та аспірантів (Житомир, 14–17 березня 2007 р.). – С. 221–223.

Проект ликвидации шахты “Визейская” ГП “Львовуголь”: [в 7 кн.]. – К.: УкрНИИпроект, 2001. – Кн. 1. Объяснительная записка. – 158 с.

Ivanov Ye., 2007. The necessity of improving the spatial planning structure of the Lvov-Volyn Coal Fields in the context of shutdown of unprofitable coalmines / Ye. Ivanov, I. Kovalchuk, O. Tereshczuk // Spatial planning – social and environmental opportunities and threats. – Lublin: Publishing House of Catholic University of Lublin – P. 96–110.

Kowalczyk I., 2007a. Geoekologiczne kartowanie i modelowanie zróżnicowanych funkcjonalne systemów naturalno-gospodarczych / I. Kowalczyk, Je. Iwanow, Ju. Andrejczuk // Współczesne problemy metodyki kartograficznej: Prace i studia kartograficzne. – Lublin: [b. w.] – Tom 1. – S. 86–90.

Kowalczyk I., 2007b. Optymalizacja rozwoju przyrodniczo-antropogenicznych procesów w granicach Nowowolyńskiego rejonu górniczo-przemysłowego / I. Kowalczyk, Y. Ivanov, O. Tereshczuk // Możliwości międzynarodowej współpracy w dziedzinie ochrony środowiska i wdrażania zrównoważonego rozwoju w nowym okresie programowania Unii Europejskiej (2007–2013). – Lublin: [b. w.], 2007. – S. 181–197.

## MORPHODYNAMICS OF THE 1<sup>ST</sup>-3<sup>RD</sup> ORDER VALLEYS IN THE WESTERN TATRA MOUNTAINS (POLAND) – CASE STUDY

МОРФОДИНАМИКА В ДНАХ ДОЛИН В ЗАПАДНЫХ ТАТРАХ (ПОЛЬША) ПО СРАВНЕНИЮ С СООТВЕТСТВУЮЩЕГО КЛАССА РЕЧНЫМ БАССЕЙНОМ – ИЗУЧЕНИЕ ПРАКТИЧЕСКОЙ СИТУАЦИИ

E. Placzowska

*Jagiellonian University in Cracow, Poland*

### РЕЗЮМЕ

В статье представлен размер движения донных (влекомых) наносов татранских рек, с сопоставлением результатов исследований с соответствующего класса бассейном (согласно классификации речных систем Хортон-Стралера). Исследования велись в двух выбранных долинах Западных Татр. Движение влекомых наносов представлено на основании гидрологических явлений (наводнения). Статья является фрагментом разрабатываемой кандидатской диссертации.

### Introduction

In the mountains catchment system the most numerous are the 1st-3rd order valleys (according to Horton-Strahler's classification). They are a source of energy and matter for the fluvial system. Thus, they are transitional segments between slope and channel systems (Montgomery, Buffington, 1997; Gomi et al., 2002). These small and on the surface insignificant valleys may have great influence on magnitude and frequency of processes in the higher order channels and thus in landscape evolution. For this reason it is important to study the dynamics of hydro-geomorphological processes in these valleys. The symptom of geomorphological processes is sediment movement. The study on the sediment transport in the mountainous catchment was carried out by Krzemień (1991). This author focused on the main channel of the Chochołowski stream but there is still little information about the sediment movement in small tributaries. The aim of this paper is to recognize the limit range of fluvial processes and the relation between bedload transport and channel structure in the 1st-3rd order channels.

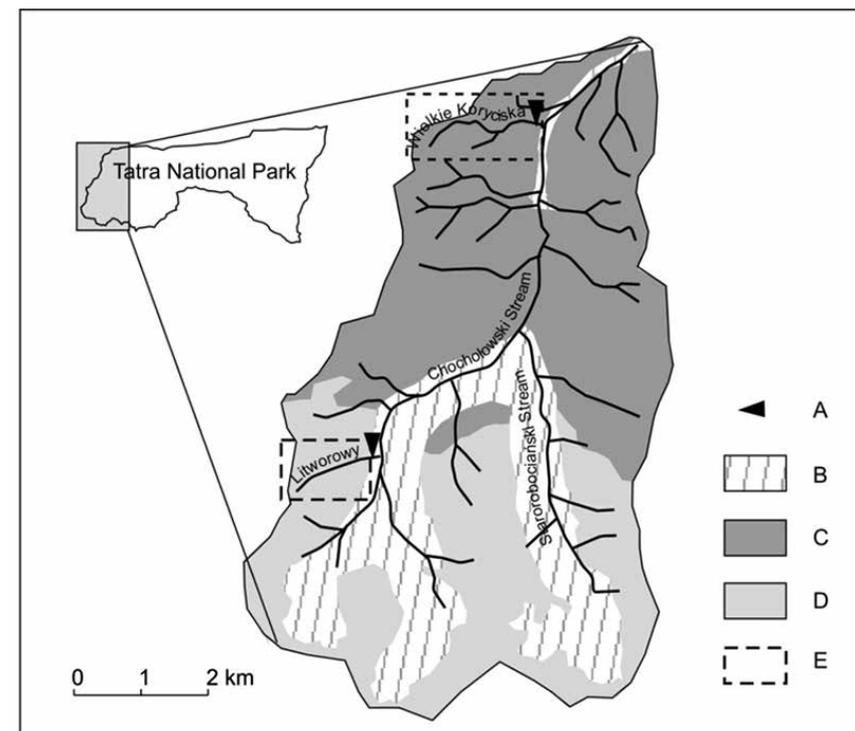
### Study area

The study area was located in the Western Tatra Mountains on the Chochołowski Stream Catchment within Tatra National Park. There are two geologically different parts of the Chochołowski Stream Catchment: crystalline part in the south built of granitoides

and metamorphic rocks and sedimentary part in the north generally built of limestones, dolomites and marls (Pic. 1; Bac-Mocaszwili et al., 1979).

Tatra Mts. are the high mountain area. There are two different types of relief: high-mountain relief and middle-mountain relief. Typical landforms in high-mountain relief are glacial cirques and post-glacial valleys with moraine covers. Slopes are cut by V-shaped tributary valleys of the Chochołowski Stream. In the lower part of the mountains the typical landforms are deep and narrow V-shaped valleys and rocky slopes (Klimaszewski, 1988).

The average annual precipitation in the Chochołowska Meadow (1147 m a.s.l) from 1968 to 1987 was 1378 mm. There are two maxima of rainfalls: summer (VI–VII) and winter (XII–I) and two minima: autumn (X–XI) and winter (II–III). Snow cover holds from October to June but in the lower part it may start to thaw earlier (Krzemień, 1991).



**Pic. 1.** Chosen valleys on a background of geological structure (Bac-Mocaszwili et al., 1979); A – water level loggers, B – fluvial and glacial sediments (Quaternary), C – limestones, dolomites, marls (Triassic–Paleogene), D – granitoides, metamorphic rocks (Paleozoic), E – chosen valleys.

The stream regime is niveo-pluvial in the higher part of the mountains and pluvio-nival in the lower part. High water stages in Tatra streams occur during snowmelt floods in April and May and during flooding rains from June to August or even October. During low flows in the crystalline part the total length of the perennial river network is bigger than periodic. While in the sedimentary part the periodic river network is dominant (Wit, Ziemońska, 1960).

Two tributaries of the Chocholowski Stream were chosen for detailed measurements (Pic. 1). One of them – Litworowy is located in the high-mountain part. The highest point of the Litworowy Catchment is 1742 m a.s.l. and the outlet is at an altitude of 1171 m a.s.l. The catchment area is 0.66 km<sup>2</sup>. The upper part of the catchment is located above the timberline and snow avalanches are common here. Litworowy valley is difficult to access and after grazing ceases human impact is insignificant.

The second tributary is the Wielkie Koryciska located in the middle-mountain part. The highest point of the Wielkie Koryciska Catchment is 1469 m a.s.l. and the outlet is at an altitude of 964 m a.s.l. The catchment area covers 0.90 km<sup>2</sup> and it is entirely located in a forest ecotone. The human impact is bigger than in the high-mountain part because of timber harvesting which changes the structure of a channel and intensifies processes. torrential flows during heavy precipitation periods are common in this part of the mountains.

### Methods

The main method of study was field experiment with marked debris conducted from July 2009 to June 2011. Along channels from the 1st to the 3<sup>rd</sup> order the marked debris sites were installed using organic paint. red and yellow paint was used in order to avoid the overlap of moving rocks from a higher to a lower site. The dominant grain size in both valleys was 1–30 cm and such fraction was used to create marked debris sites. There were from 30 to 70 grains marked in each site depending on the local conditions in the channel. The disadvantage of the method is its relatively low accuracy – on average 80% of marked grains were found. Nevertheless, this method gives possibility to compare the data with the previous studies (Kaszowski, 1973; Krzemień, 1991).

Places for the study sites were selected to account for different order, structure and hydrodynamics of the channel. There were three study sites of marked debris in the Litworowy channel and four sites in the Wielkie Koryciska channel (Pic. 2).

Before measuring the bedload movement the channel was mapped in the scale of 1:5000 to distinguish the geomorphological conditions for the bedload transport.

The water level loggers were installed in the outlet stretch of each valley to recognize the hydrodynamics of studied channels (Pic. 1). The loggers collected data every 10 min. Simultaneously, since August 2010 the measurements of water flow were made every month or two excluding winter season to create a rating curve. Due to insufficient water flow data the rating curve is still being prepared.

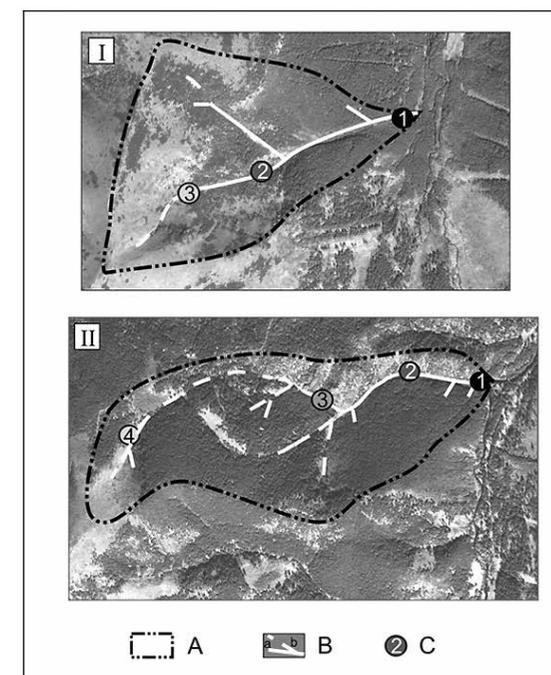
### Hydrologic conditions and bedload transport

The water response to precipitation in small catchments is quicker and of greater intensity and therefore the hydrological regime is more complex than in bigger catchments. There were dozen floods during the research period in both chosen streams but only some of them are morphologically active (Pic. 3). The meanwater stages for the entire research period in the Litworowy stream is 22 cm and 26 cm in the Wielkie Koryciska stream. The amplitude of water stages for this time in the Litworowy stream is 32.3 cm and in the Wielkie Koryciska – 42.7 cm. There was a period when

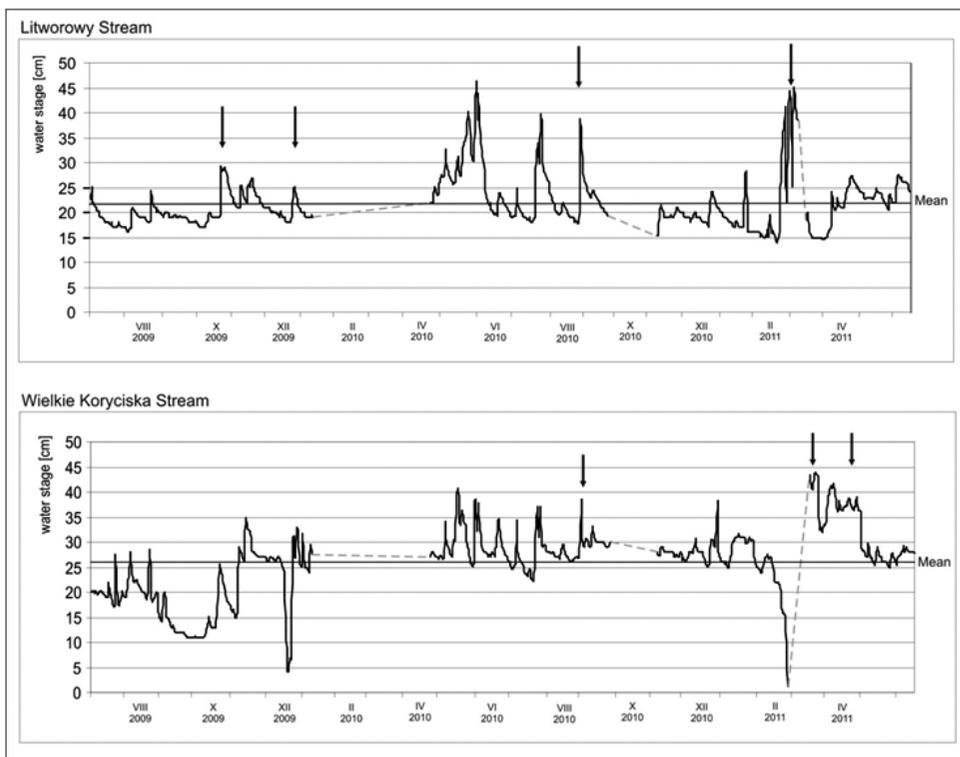
water in Litworowy channel was frozen – March 10<sup>th</sup>-16<sup>th</sup>, 2011. In the Wielkie Koryciska stream water was frozen from February 28<sup>th</sup>, 2011 to March 18<sup>th</sup>, 2011. There is no data for both streams: January 12<sup>th</sup> – April 22<sup>nd</sup>, 2010 and September 26<sup>th</sup> – November 5<sup>th</sup>, 2010 (Pic. 3).

The most frequently moved size of grains ranged from 4 to 12 cm of medium axis. In high-mountain channel the average distance of bedload transport for the whole research period was the longest on the first site and the shortest on the third one (Pic. 4). In the middle-mountain channel the average distance of bedload transport generally decreased from the outlet with the exception of the second site where the average distance was the longest.

There are three examples of flood chosen to show the movement of bedload: in October 2009, September 2010 and March 2011 (Pic. 3, 5). In 2009 the biggest distance of bedload transport in the high-mountain channel was on the second site in the middle part of valley (4.5 m) and it was six times longer than on the first site near the outlet (Pic. 5). During the flood in 2010 in the middle-mountain channel also on the second site there was the longest bedload transport – approximately 58 m. With each following site the distance of bedload transport decreasing. The distance on the first site was shorter than on the second site only. During the flood in 2011 in the middle-mountain channel the longest distance of bedload transport was also on the second site but on the first it was shorter than on the third one. There was no movement on the fourth site during this flood. In the high-mountain channel on the first two sites the distances were the same – 0.65 m and on the third one it was shorter.



**Pic. 2.** Study sites in high-mountain channel (I) and middle-mountain channel (II) (GeoPortal Tatry); A – watershed, B – channels with perennial flow (a) and periodic flow (b), C – number of the site of marked debris.



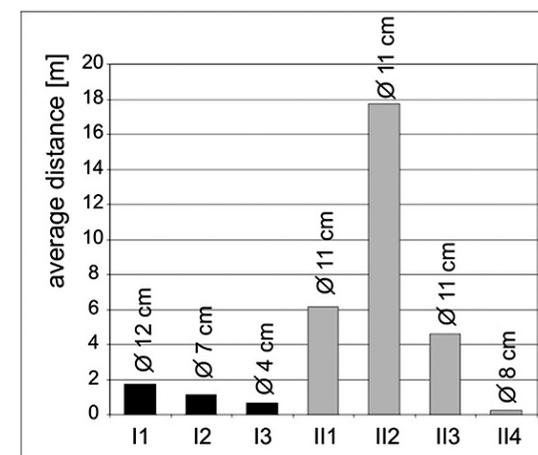
**Pic. 3.** Water stages in Litworowy and Wielkie Koryciska streams from July 2009 to June 2011; arrows indicate observed morphologically active floods.

The size of transported grains was 2–17 cm in the high-mountain channel and 1–20 cm in the middle-mountain one. Generally the most frequently transported size was from 6 to 12 cm (Pic. 4) and grains transported to maximum distance were usually from 4 to 6 cm (Pic. 5). Generally, the size of transported grains increases downstream but there are insufficient data to indicate any regularities.

### Discussion

There is a general rule of bedload transport that the farther from outlet the shorter the transport is. According to the previous research the same regularity was observed in the main channels of the Chochołowski and Starorobociański streams (Kaszowski, Krzemień, 1979; Krzemień, 1991), in the Biały Stream (Kaszowski, 1973) and also in small tributaries of the Kościeliski and Lejowy streams (Gorczyca, Krzemień, 2008) that the intensity of bedload transport increases downstream. But there are some exceptions to this rule. The longest distance of bedload transport on the second site in the high-mountain channel is probably the result of pulsed flow of water into the channel and large amount of debris. The runoff is periodic in this part of the channel and hence there are large fluctuations of water stages

which probably intensify the bedload movement. However, in the middle-mountain channel the second site was installed in the rocky part of the channel without much debris and hence the roughness of the channel is very small. Therefore, distances of bedload transport are longer than on the first site which has much bigger roughness because of torrential fan at the outlet of the channel. It was observed by Krzemień (1991) that the distance of debris transport is different on each site and it is related to the roughness of channel bottom and banks. However, in the main channel the transport of bedload is reduced by the occurrence of debris steps and pools or large boulders from washout moraines (Kaszowski, Krzemień, 1979). In small tributaries the occurrence of mineral and woody debris in channels is very important. They form traps for moving debris and reduce its removal from the catchment.



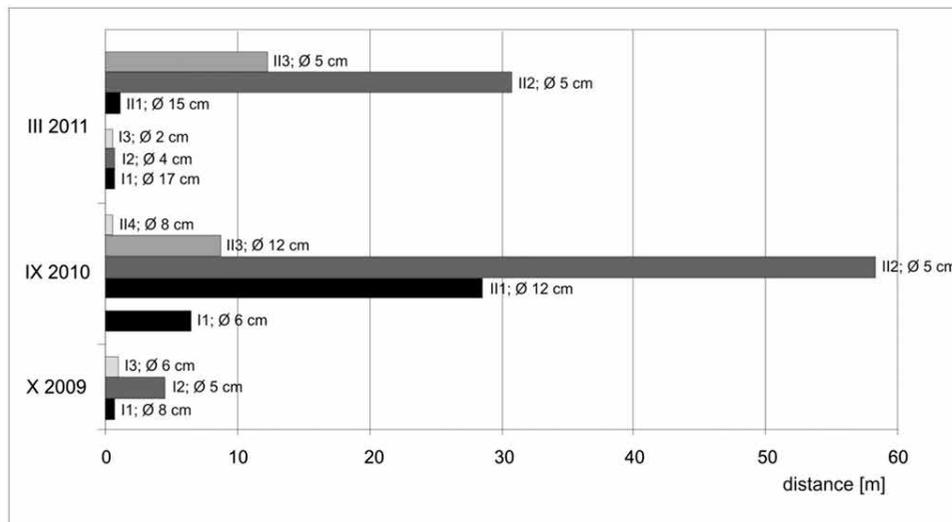
**Pic. 4.** The average distance of bedload transport in high-mountain (I) and middle-mountain (II) channels and the average size of transported grains.

According to Krzemień (1991) there is much longer transport in the middle-mountain channels than in the high-mountain ones. This is also visible in the example of the flood in 2010 and 2011. On site in the same part of channel the distance in high-mountain channel is shorter than in middle-mountain one. This is probably related to the amount of debris in the channels. Channels in the high-mountain part are filled with debris and the stream power is insufficient to overcome the roughness of those channels. In the middle-mountain part channels are generally rocky without much debris and the roughness of the channel is smaller than in the high-mountain part.

Another factor that can intensify bedload transport is timber harvesting. According to Kasai (2006) construction of roads for timber transport increases the risk of hydro-geomorphological extreme events. Pulling logs along the Wielkie Koryciska channel destroys debris steps and other traps for transported bedload and thus reduces roughness of the channel. It was visible during the flood in 2011 on the third site where the distance of transported bedload was longer than on the site near the outlet. Distances of bedload transport were generally shorter during this flood than in September 2010 and there was no movement of debris on the fourth site

in opposition to September 2010. Therefore, it can be assumed that such a long distance of bedload transport on the third site was a result of human activity.

In both valleys in the uppermost stretches, which are the upper part of the 1<sup>st</sup> order channels, debris transport was very short, less than one meter, and occurred once during the research period. In the small tributaries of the Kościeliski and Lejowy streams bedload transport was also very short and it occurred during heavy rainfalls (Gorczyca, Krzemień, 2008). In the fluvial system of glacial cirques, which is the uppermost stretch of the Chochołowski and Starorobociański streams, the average distance of bedload transport was up to one meter and it occurred once every few years (Kaszowski, Krzemień, 1979; Krzemień, 1991). This means that within the upper part of the 1<sup>st</sup> order channels there is a limit range of fluvial processes but under specific hydro-meteorological conditions fluvial processes might occur even along the entire length of the 1<sup>st</sup> order channels.



**Pic. 5.** The maximum distance of bedload transport during three chosen floods and the size of grains transported to maximum distance.

### Conclusions

There is a general rule of bedload transport in small channels from the 1<sup>st</sup> to the 3<sup>rd</sup> order occurs generally once a year. At the outlet stretch it might be more frequent but in the uppermost part of valley it.

The distances of bedload transport generally increase downstream and they are from less than one meter in the upper stretch of the 1<sup>st</sup> order channel to tens of meters in the 2<sup>nd</sup> or the 3<sup>rd</sup> order channels. However, the length of debris movement on a particular site depends on the local channel structure. The occurrence of debris steps or woody debris in the channel increases its roughness and hence reduces bedload transport. Further research is required to detect certain regularities in the morphodynamics of the 1<sup>st</sup> to the 3<sup>rd</sup> order valleys.

The study presented above was funded by „Doctus – małopolski fundusz stypendialny dla doktorantów”. The author wishes to express her thanks to Anna Wolanin for the data obtained from the water level loggers.

### References

- Bac-Mocaszewili M., Burchart J., Głazek J., Iwanow A., Jaroszewski W., Kotański Z., Lefeld J., Mastella L., Ozimkowski W., Roniewicz P., Skupiński A., Westwalewicz-Mogilska E., 1979. Mapa geologiczna Tatr Polskich w skali 1:30 000, Wyd. Geol., Warszawa.
- GeoPortal Tatry: <http://www.geoportaltatry.pl/portal/>
- Gomi T., Sidle R.C., Richardson J.S., 2002. Understanding processes and Downstream Linkages of Headwater Systems, „BioScience”, 52, 10, s. 905–916.
- Gorczyca E., Krzemień K., 2008. Morfologiczne skutki ekstremalnego zdarzenia opadowego w Tatrach Regłowych w czerwcu 2007 r., „Landform Analysis”, 8, s. 21–24.
- Kasai M., 2006. Channel processes following land use changes in a degrading steep headwater stream in North Island, New Zealand, „Geomorphology”, 81, s. 421–439.
- Kaszowski L., 1973. Morphological activity of the mountain streams (with Biały Potok in the Tatra Mts. as example), „Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.”, 31, s. 105.
- Kaszowski L., Krzemień K., 1979. Channel subsystems in the Polish Tatra Mts., „Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.”, 13, s. 149–162.
- Klimaszewski M., 1988. Rzeźba Tatr Polskich, PWN, Warszawa, s. 667.
- Krzemień K., 1991. Dynamika wysokogórskiego systemu fluwialnego na przykładzie Tatr Zachodnich, Rozprawy Hab. UJ, s. 160.
- Montgomery D.R., Buffington J.M., 1997. Channel-reach morphology in mountain drainage basins, „Geological Society of America Bulletin”, 109, s. 596–611.
- Wit K., Ziemońska Z., 1960. Hydrografia Tatr Zachodnich, Kraków, s. 99.

## THE COURSE OF SELECTED HYDROLOGICAL PROCESSES IN THE AGRICULTURAL BASIN OF KOPCZE LAKE (NOTRH POLAND)

### ПРОТЕКАНИЕ ВЫБРАННЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОМ БАССЕЙНЕ ОЗЕРА КОПЧЕ

M. Kallas

*Kazimierz Wielki University in Bydgoszcz, Poland*

#### РЕЗЮМЕ

Статья приводит результаты исследований кас. водного хозяйства в бассейне озера Копче вместе с характеристикой канала Окалице. Исследования автора представляют интенсивное воздействие человека на водную среду, в т.ч. также на русловые процессы, влияние сельского хозяйства на изменения уровня воды в озере Копче. Исследования проводились в рамках дипломной работы.

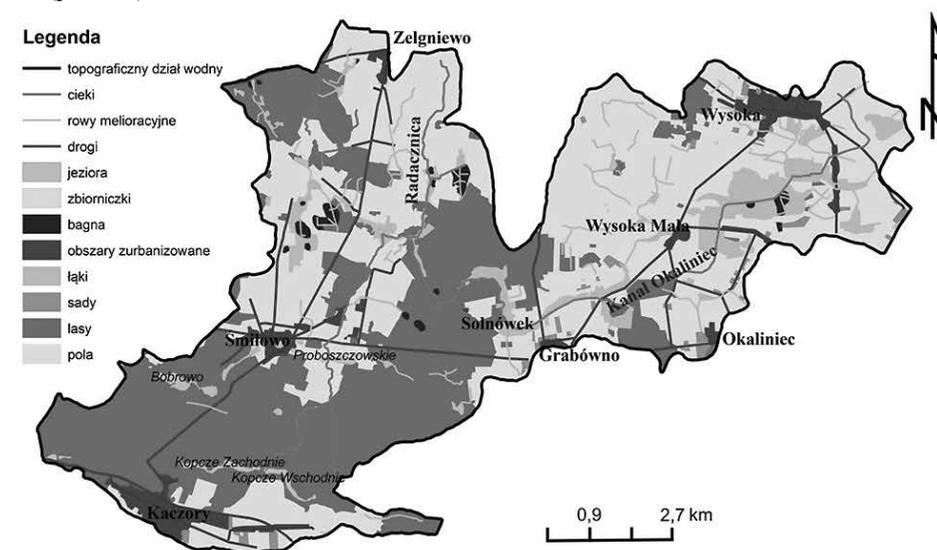
#### Introduction

Drainage basin constitutes the basic unit of hydrological research. The physiographic conditions of a drainage basin influence the dynamics of hydrological processes which occur in it (Pociask-Karteczka, 2003). Drainage basin is a spatial system composed of elements that are interrelated due to various processes, including the water cycle. Water cycle comprises the following elements: rainfall, evapotranspiration, surface and subsurface runoff, infiltration and outflow. The said elements are powered by solar energy and gravitation. The amount of water within the water cycle is also affected by human activity: use of water for agricultural, industrial and domestic purposes. Every change in land management leads to transformations in the entire water cycle, for example in the amount of overland flow or evaporation from land (Pociask-Karteczka, 2003).

#### Drainage basin

The drainage basin of Kopcze Lake is located in the west of Poland, between 53°05'–53°12' north latitude and 16°50' i 17°07' east longitude. It lies within the administration of Wielkopolskie voivodeship, Pilskie county and covers three districts: Wysoka, Miasteczko Krajeńskie and Kaczory, covering an area of 94.4 km<sup>2</sup>. The length of the water divide amounts to 73 km and flows through the highest hill of the drainage basin – Rzadzowska Mountain (186.4 m a.s.l.). The drainage basin has a lowland character, with its minimal height of 65 m a.s.l. and average height of 60.7 m a.s.l. The average slope of the drainage basin amounts to  $J_p = 12.50 \text{ m}^* \text{km}^{-1}$  and Stahler's basin relief index is  $J_d = 7.82 \text{ m}^* \text{km}^{-1}$ . The

main stream slope amounts to  $J_o = 0,24\%$  and the slope of the river valley is  $J_z = 5.02 \text{ m}^* \text{km}^{-1}$ . The drainage basin has an elongated, rectangle resembling shape, which is indicated by the basin shape index  $C_F = 0.39$ , elongation index  $C_w = 0,41$ , circularity index  $C_k = 0.22$  and density index  $C_z = 2.1$ . According to J. Kondracki (2000) the area lies within two mesoregions: Krajeńskie Lakeland and Middle Noteć Valley. The drainage basin under study constitutes area influenced by the last glaciation. Its surface was shaped during Holocene as a result of river and lake processes. Its geological structure in most parts incorporates two-three clay beds with glaciofluvial and glaciolimnic sediment intercalation. There are characteristic end moraine uplands, divided by outwash plains with groups of isolated moraine hills with third grade xenoliths, pliocen loams in particular, which characterize Krajeńskie subphase. In terms of land management, fields and wastelands prevail, covering approximately 49% of the drainage area while forests constitute 38% and urbanized terrains 4% (pic. 1). The largest lakes include Kopcze Lake, Proboszczowkie Lake, Bobrowo and Żabostwo Lake. Their total drainage area amounts to 0.83%. The average density of water network is relatively small and amounts to  $D = 0.35 \text{ km}^* \text{km}^{-2}$ . The most significant stream is the Okaliniiec Canal, from which numerous irrigation ditches expand (most markedly in its northern part, within the cultivated areas and grasslands), providing the only inflow to otherwise andorheic Kopcze Lake (photo 1).



**Pic. 1.** Management of the drainage basin of Kopcze Lake. Prepared on the basis of topographic map (2000) Sheet: East Piła, Szamocin, Krajenka, Wysoka.

#### Okaliniiec Canal

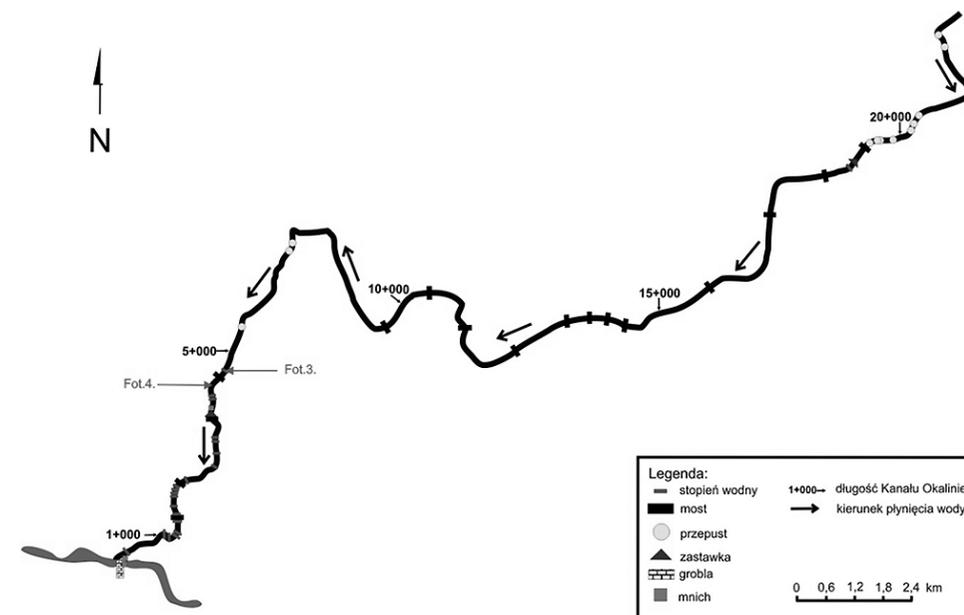
The Okaliniiec Canal is 23.312 km long and drains the surmount of water from the Okaliniiec meadows (Wysoka Uplands) to Kopcze Lake. It is an artificial construction built approximately in 1900. During the First World War it was deepened and during the Second World War widened

and made passable by the prisoners of war under German supervisory. Between 1950 and 1980 the Okaliniec Canal was mowed and conserved twice a year (information obtained from an anonymous source, 10<sup>th</sup> May 2010). The Okaliniec Canal is characterized by small longitudinal slopes. From 2005 to 2007 the canal was being reconstructed. The works covered 10.64 km long reach, i.e. from 10.3 km of the canal length (in the vicinity of Solnówka town) to 20.94 km of the canal length (near Wysoczka town). The investment was executed within the area of two communes, Wysoka (near the towns of Wysoczka, Wysoka Wielka and Wysoka Mała) and Miasteczko Krajeńskie within the vicinity of Grabówna. Before the modernization, due to the lack of appropriate conservation and damaged culverts, the run off was markedly hindered, especially during frequent rainfalls. At such times meadows and terrains adjacent to the stream channel were flooded. It is estimated that the amplitude of water levels fluctuation in the canal exceeded 2 m (Odbudowa Kanału Okaliniec, 2003).

Modernization of the canal included deepening it by 0.1–0.5m and installation of devices to facilitate the discharge of water from the drainage basin, especially after spring thaw and sudden rainfalls in summer. However, the main goal of the installed lifting devices was periodical water lifting. The said lifting is aimed at maintaining constant, favourable water level in the channel through placing or removing flood barriers (depending on the volume of the inflow) for land cultivation purposes in the period between 1<sup>st</sup> April and 30<sup>th</sup> November. In consequence, 12 culverts were built, one bridge and two valves (to replace the existing ones). In addition, one of the existing bridges was renovated (Odbudowa Kanału Okaliniec, 2003). The channel of the Okaliniec Canal is adjusted to an average annual water flow of  $Q_s$ . At the 10<sup>th</sup> kilometre the average annual water flow amounts to  $0.150 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , while at the 16.910<sup>th</sup> km it amounts to  $0.062 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , and subsequently at the 19.733<sup>th</sup> kilometre it amounts to  $0.043 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . The control flow volume was assumed to be  $Q_{25\%}$  since water still remains within the channel at such value. The maximum annual flow with the probability of flooding  $p=25\%$  in the section at the 10<sup>th</sup> kilometre amounts to  $1.39 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , at the 16.910 kilometre it is  $0.95 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , while at the 19.733<sup>th</sup> kilometre it is  $1.02 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Water here is maintained within the channel and will not adversely affect the adjacent terrains. The canal culverts were adjusted to dependable flow with the likelihood of 10% ( $Q_{p10\%}$ ). The annual maximum flow with the likelihood of  $p = 100\%$  in the section at the 10<sup>th</sup> km amounts to  $2.44 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , at the 16.910<sup>th</sup> km it is  $1.67$  and  $1.78 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  at the 19.733<sup>th</sup> km. Water  $Q_{p10\%}$  in the reaches located at the lowest depressions, i.e. Wysockie bogs also referred to as Okaliniec meadows will burst its banks and lift the water level on bogs at times of high water flow. The analysis of technical parameters of the Okaliniec Canal shows that the width of channel bed fluctuates from 0.6 to 2 m. The outflow reach represents the highest width over the length of 4.2 km. The reach includes a forested area which did not undergo renovation. There are twenty one barrages with the lifting level of 0.4 m and two outlet boxes located at the river mouth. The estuary reach which constitutes forest areas belonging to nature reserve is characterized by large gradient of slope and lack of typical agriculture. From the reach of 6.8 km to 22.9 km there are fourteen 4–9 m long culverts of diameter ranging from 0.6 to 1 m as well as two type B-2 water gates which replaced the former constructions of the same type on 12.3 km and 19.238 km of the reach, with the damming level of 0.8 m (Odbudowa Kanału Okaliniec 2003) (pic. 2.).

## Kopcze Lake

Kopcze Lake is located in the south-west part of the drainage basin. As a ribbonlake it is characterized by long and steep shores covered with mixed forests, markedly narrowed in two places. Earth embankment which was built between 1989 and 1990 caused division of the lake into two reservoirs: West Kopcze and East Kopcze (Raport..., 2006). West Kopcze Lake is characterized by the largest depth, as isobaths fall in the direction of the reservoir axis, reaching the maximum depth of 6.8 m, East Kopcze Lake is shallower, with its two characteristic shallownings. The maximum depth amounts to 5.8 m. According to the batimetric plan (Student-Servis, 1987) the water surface area was estimated to  $F = 29.8 \text{ ha}$ , its length amounts to  $L = 3500 \text{ m}$  and the average width is  $B = 85.1 \text{ m}$ . Expansion of the shore line is insignificant and amounts to  $K = 7.1$  while its capacity amounts to  $V = 922,700 \text{ m}^3$  (Student-Servis, 1987). During the research conducted between 2000 and 2005 the lake was recognized as impaired (according to the water purity classes division at force since 2004) and belonging to the 3rd category of degradation susceptibility (Infomacja o stanie..., 2001, 2006).



**Pic. 2.** Hydrotechnical structures on the Okaliniec Canal. Reference: Odbudowa Kanału Okaliniec (Renovation of the Okaliniec Canal) (2003) – modified layout.

## Research problem and methods of research

The research problem mainly involved significant fluctuation of water level in Kopcze Lake, which in one place under observation, in the vicinity of the outlet box no. 1, amounted to over 290 cm, and changes in shore line location amounted to approximately 20 m.

In consequence, the capacity of the lake and amount of inflow from the Okaliniec Canal changed. Its width ranged from 0.5 m in autumn to 5 m in winter.

The research was aimed at demonstrating the extent of water level fluctuation in the lake using topographic documentation of the shore line within the clump of reeds located in West Kopcze Lake, measurements of the width of the Okaliniec Canal outflow to West Kopcze Lake and the clump of reeds located in East Kopcze Lake. Through the outlet box no. 1 located in East Kopcze Lake the water surface area was estimated in three seasons. Also, measurements were conducted to estimate the range from the shore line to the chosen point (marked with a stake located on one of the shores). Additionally, water surface measurements on the Okaliniec Canal were taken on the bridge in Śmiłowo. The observations and measurements were conducted in the years 2009–2010 and 2010–2011. The research was carried out at different times of the year and at irregular intervals. Apart from this, effective rainfall was estimated for the representative days of the calendar year 2010 using the SCS method (Soil Conservation Service). Rainfall measurements refer to the meteorological station in Piła and were downloaded from a Spanish web page (Internet 2011a). SCS method allows to estimate the amount of surface outflow taking into account the non-dimensional parameter CN (Curve Number) established on the basis of drainage area management and soil analysis. In order to explain the reasons behind the marked fluctuation of water level all the factors influencing the drainage basin had to be analysed, including the functioning and possible influence of the hydrotechnical structures installed on the Okaliniec Canal (such as outlet boxes, water barrages, culverts and water gates). Also, the impact melioration ditches may have on hydrographic conditions had to be assessed.

## Results

The change of shore line at the chosen location ranged to 20 m. The lowest level (20 m) was found on 21<sup>st</sup> August 2010 and at this time the largest part of litoral was revealed. During consecutive winter, on 15<sup>th</sup> February 2011 it was observed that the entire lake was covered with ice and the shore waters were not passable. The distance to the stake amounted to 0 m. The photographic analysis of the shore line shows that the lowest water level was noted in autumn (photo 1) and the highest in winter, although thick layer of snow made it impossible to precisely localate the shore line (photo 2). During spring melt the partially ice-covered lake reached half of the reeds and in summer the shore line appeared to be slightly lower than in spring, covered by dense shore vegetation. Similar observations concern the analysis of outflow width. The lowest width was noted in spring 2009, approximately 0.5 m (photo 3), the highest in winter 2011, approximately 5 m. (photo 4). After spring melt the outflow width amounted to 1.5 m (2010) (photo 5) and in June 2010 it was 1.3 m wide (photo 6). It should be noted that the said width was markedly higher, which can be concluded from the decaying vegetation that still covered the shores and which had been under water shortly before and from the analysis of the average rainfalls, which in May amounted to 140 mm (2010), constituting the highest value for that (calendar) year. Additionally, the two water surface measurements in the Okaliniec Canal taken on the bridge in Śmiłowo indicate that the water level fluctuates. In winter the water surface amounted to 0.7 m and in autumn 0.35 m

(photo 7 and 8). The water surface measurements taken in the vicinity of the outlet box no. 1 were also interpreted. In autumn 2009 the level of water surface on the lake, measured from the base of the outlet box amounted to 0cm (photo 9). In winter 2011 the water surface amounted to 290 cm and in spring 2011 the level decreased slightly to 235 cm (photo 10 and 11). The SCS method allowed to get an approximation of the amount of surface outflow from the drainage basin, also referred to as effective rainfall, which, after surpassing the initial loss used on infiltration, evaporation, interception and surface retention in the day of lowest rainfall, i.e. 15.24 mm (1<sup>st</sup> April 2010) amounted to  $Pe = 0.002$  mm and during the largest rainfall in the year, i.e. 56.39 mm (8<sup>th</sup> August 2010) amounted to  $Pe = 10.43$  mm.



**Photo 1.** Kopcze Lake's range of shore line autumn (21<sup>th</sup> November 2009).



**Photo 2.** The invisible range of shore line on Kopcze Lake in winter (12<sup>th</sup> February 2010).



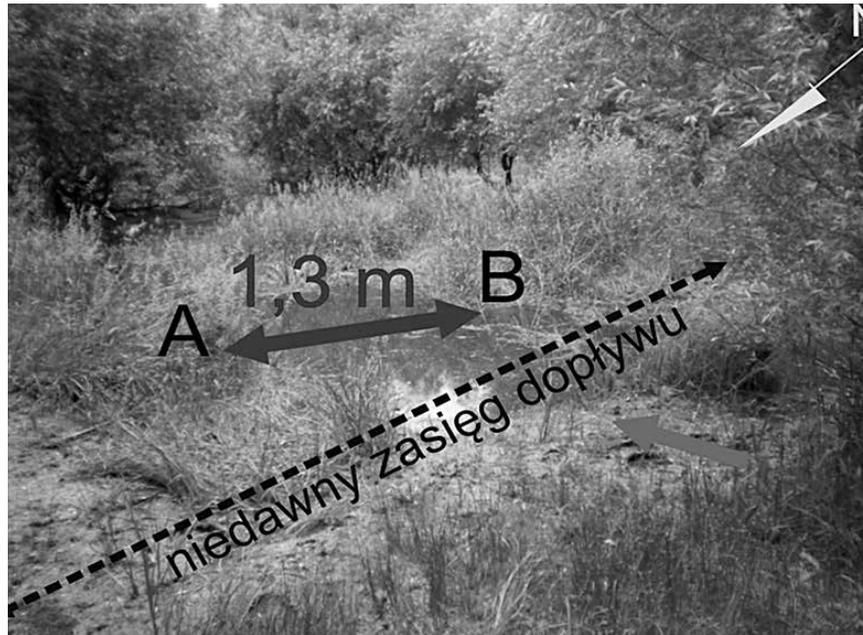
**Photo 4.** The extent of outflow – the Okaliniec Canal in winter (15<sup>th</sup> February 2011).



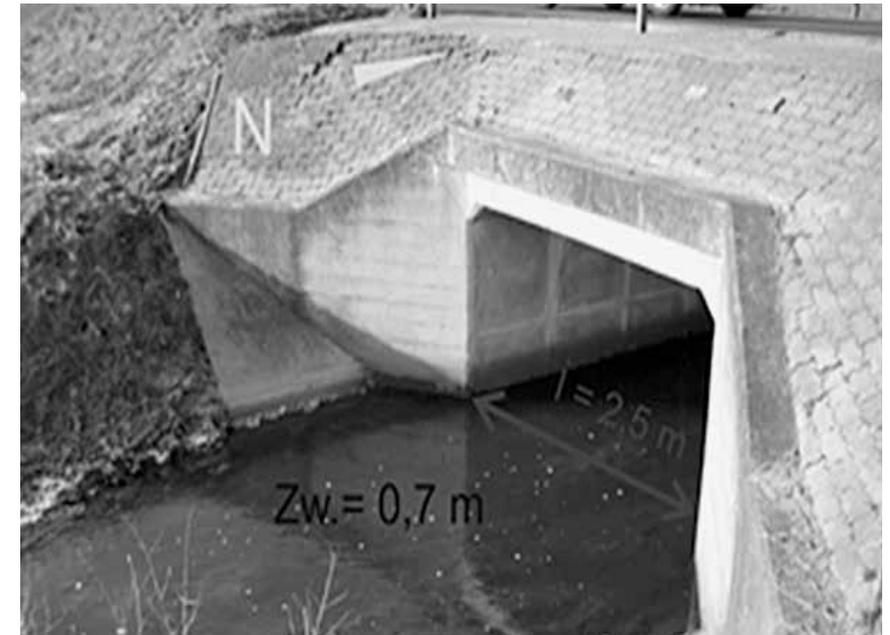
**Photo 3.** Width of outflow - the Okaliniec Canal in autumn (21<sup>th</sup> November 2009).



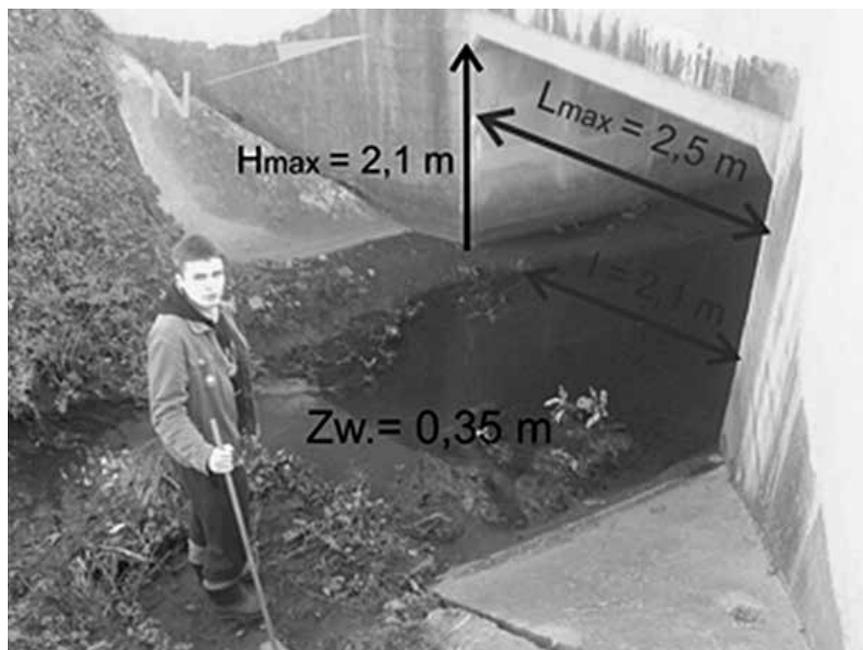
**Photo 5.** The extent of outflow – the Okaliniec Canal in spring (21<sup>th</sup> March 2010).



**Photo 6.** The extent of outflow – the Okaliniec Canal in summer (26<sup>th</sup> June 2010).



**Photo 8.** The level of surface water on the bridge in Śmiłowo on 16<sup>th</sup> February 2011.



**Photo 7.** The level of surface water on the bridge in Śmiłowo on 30<sup>th</sup> September 2010.



**Photo 9.** The level of water within the vicinity of the outlet box no. 1 on 21<sup>st</sup> November 2009.



**Photo 10.** The level of water within the vicinity of the outlet box no. 1 on 15<sup>th</sup> February 2011.



**Photo 11.** The level of water within the vicinity of the outlet box no. 1 on 11<sup>th</sup> May 2011.

## Conclusions

The lake connected with the Okaliniec Canal has a strong impact on the changes taking place within the canal. The functioning of the culverts and melioration devices - irrigation ditches and draining systems – influences the height and division of outflow from the drainage basin, especially at times of decline. Domination of arable land in the upper part of the drainage basin, situated on the soil of permeability below the average, with greater probability of forming surface outflow after heavy storms brings a culmination of freshet waves in the lower part, even despite the domination of forest areas. Retention of the upper part of the drainage basin is additionally limited. Further changes in land management involving increase in the acreage of cultivated land for the sake of forests will lead to more rapid course of swelling after rain.

## References

- Informacja o stanie czystości Jeziora Kopcze, 2001, Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Poznaniu, Piła
- Informacja o stanie czystości Jeziora Kopcze, 2006, Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Poznaniu, Piła
- Internet 2011 a. <http://www.tutiempo.net/clima/PILA/122300.htm>
- Kondracki J., 2000, Geografia regionalna Polski, PWN, Warszawa
- Mapa topograficzna, 2000, Arkusz: Piła Wschód, Szamocin, Krajenka, Wysoka
- Odbudowa Kanału Okaliniec, Projekt wykonawczy, 2003, Biuro Projektów Wodnych Melioracji i Inżynierii Środowiska „Biprowodmel”, Poznań
- Pociask-Karteczka J. (red.), 2003, Zlewnia właściwości i procesy, Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Kraków
- Raport o stanie środowiska w Wielkopolsce w roku 2005, 2006, Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Poznaniu, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Poznań
- Student- Servis, 1987, Plan batymetryczny Jeziora Kopcze, IMGW Oddział w Poznaniu

## GEOMORPHOLOGICAL CHARACTERISTICS OF TERRACES IN BIYA RIVER VALLEY (THE UPPER ALTAI MOUNTAINS)

### ОСОБЕННОСТИ ТЕРРАСООБРАЗОВАНИЯ ДОЛИНЫ Р. БИЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

G.YA. Baryshnikov

*Altai State University in Barnaul, Russia*

#### Abstract

The paper presents the development of fluvial processes in the Upper Altai region illustrated with an example of the Bija river, which, along with the Katun river, constitutes the beginning of one of the biggest river systems in the world – the Ob river. The author analyses the development of river terraces of Biya river valley with regard to ice deposits and their location to one another. The research allowed for distinguishing two streams of different age: the older, upper stream which runs from Biysk city to Turachak and the second, younger, from Turachak to Teletskoye lake. The article sheds new light on nonuniform in terms of time and space development of fluvial processes within the same river system.

Река Бия является одной из крупнейших рек Алтая. Свое начало она берет из Телецкого озера и, после слияния с Катунью, образуют р. Обь, крупнейшую реку Сибири. Изучение характера развития этой водной артерии представляет для нас особый интерес, поскольку на ее примере нам удалось достаточно аргументировано обосновать необычность последовательности террасообразования в долинах горных рек Алтая и прийти к выводу об особом механизме этого процесса (Барышников Г.Я., Паньчев В.А., 1987).

Бия формирует свою долину в различных по тектонической активности зонах, что в определенной степени сказалось на выборе направления стока. Геологические структуры протерозойского возраста, среднего кембрия, ордовика и девона, ориентированные, как правило, перпендикулярно к долине, существенной роли не играли. Профиль долины в низовье достаточно хорошо выработан и имеет значительную ширину. Верхний участок, от Телецкого озера до с. Турачак, носит черты типично горной реки.

Интересным является тот факт, что по данным разных авторов в районе г. Бийска выделяется от четырех до пяти надпойменных террас, а в средней части долины количество их снижается до трех. Выше с. Турачак можно насчитать пять, а в самом верховье и шесть террасовых уровней. Это обстоятельство позволяет нам разделить долину на три участка: первый – от слияния Бии с Катунью до устья р. Нени; второй – от устья Нени до с. Турачак; третий – от с. Турачак до Телецкого озера.

Участок 1. В многочисленных публикациях характеризующих этот участок (Нехорошев В.П., 1928; Адаменко О.М. и др., 1962, 1963; Адаменко О.М., 1974; Архипов С.А., 1973; Малолетко А.М., 1963, 1972; Паньчев В.А., 1973, 1979; Проблемы экзогенного..., 1976; Разрез новейших..., 1978), изложен обширный и разнообразный фактический материал

относительно строения аллювия, условий террасообразования и развития речных систем. Наши наблюдения подтвердили правильность выделения пяти террасовых уровней и высказанную ранее С.А. Архиповым (1973) точку зрения о скоротечности событий террасообразования. Материалы изучения разрезов речных террас в районе г. Бийска позволяют проследить пятую «бийскую» террасу высотой 60–80 м в правом борту долины Бии. Ширина ее достигает 17–20 км. В разрезе террасы выделяется до 16 слоев (Разрез новейших..., 1978).

Четвертая терраса развита по правому борту долины. Ее высота 40–45 м, ширина 1–1,5 км. В строении террасы, близ с. Станица Бехтемирская, участвуют отложения, характеризующие спокойные условия осадконакопления с неоднократными, иногда весьма длительными перерывами (верхняя часть разреза). Основная же часть толщи сформировалась в условиях динамичного водотока и представлена русловым аллювием. Собственно аллювием четвертой террасы, по-видимому, являются супеси первых 10 м от поверхности.

Занимая значительные пространства в левобережье р. Бии, третья надпойменная терраса является общей и для р. Катунь. Участками она встречается и в правобережье. Поверхность ее местами осложнена буграми и грядами песка и возвышается над урезом воды на 30–35 м. В естественных разрезах террасы вскрываются водные осадки. Так же, как и у четвертой террасы, к собственному аллювию третьей надпойменной террасы относится и 10-метровая верхняя пачка песков, с размывом лежащая на русловых осадках цоколя.

Встречаясь эпизодически, вторая терраса Бии высотой 20–23 м покрыта буграми и грядами эолового происхождения. Средне- и крупнозернистые пески за счет пропитки карбонатными растворами сцементировались, и при разрушении стенки обнажения на дневную поверхность выступает копьевидной формы пропластки длиной 20–30 см. Образование таких форм связывается с изменением общих климатических условий в сторону незначительного похолодания. Поверхность террасы часто прорезается оврагами, в стенках которых вскрываются пески с мелкой галькой. В верхней части разреза наблюдается переслаивание суглинков и супесей с размывом лежащих на горизонтально-слоистых песках, отнесенных к цоколю. Мощность верхней пачки аллювия – первые метры.

Первая надпойменная терраса Бии прослеживается по правому и левому берегу реки. Высота террасы 8–12 м, ширина до 5 км. Ровная поверхность осложнена прирусловыми валами и старицами. Отложения верхней 2–3-метровой пачки песков с присутствием галечника относятся к аллювию первой террасы, а нижняя часть галечниково-песчаного материала отнесена к цоколю террасы.

Повсеместно в долине Бии развита высокая и низкая пойма высотой от 1,5 до 5 м. В разрезе пойм вскрываются пески, перекрытые супесью и суглинками.

Участок 2. Как уже отмечалось, на данном отрезке долины выделяются три надпойменные террасы, высокая и низкая пойма. Пойменные отложения имеют ограниченное распространение и прослеживаются в виде узкой 300-метровой полосы вдоль русла реки. Высокая пойма, возвышаясь над урезом воды на 3 м, наиболее полно представлена в районе с. Озеро Куреево. Высота низкой поймы достигает 1 м. Поверхность пойм сравнительно ровная, со множеством стариц и сухих русел. Осадки поймы практически не отличаются от русловых отложений. Это песчано-галечниковая смесь с включением мелкого валунника

хорошей окатанности. Первая надпойменная терраса возвышается над урезом воды на 3–5 м и отдельными фрагментами прослеживается от с. Дмитриевка до устья р. Неня. Отложения террасы в основном представлены пойменными и русловыми фациями.

Вторая надпойменная терраса имеет превышение над современным руслом 12–15 м. Разрез ее весьма однообразен и состоит из песчано-галечниковых отложений с линзами супесей и песков, перекрытых почвенно-растительным слоем. По спорово-пыльцевому спектру, выделенному из аллювия террасы близ с. Шуранак, возраст вмещающих осадков, по мнению Л.И. Ефимовой, необходимо считать верхнеплейстоценовым.

Третья надпойменная терраса так же, как и первая, прослеживается фрагментарно, сохраняясь в приустьевых частях притоков. Поверхность террасы ровная и превышает русло реки на 20–25 м. Осадки, слагающие террасу, состоят из хорошо окатанного галечника и валунов, размер которых не превышает 0,5 м.

Участок 3. Террасы Верхней Бии изучались С.А. Яковлевым (1909), Г. Гранэ (1916), А.М. Кузьминым (1929), А.В. Живаго (1948), Е.Н. Шукиной (1960), В.М. Остроумовым (1963), Г.Я. Барышниковым (1973, 1976, 1979) и др. В большинстве работ непременно ставился вопрос о связи процессов террасообразования с горно-долинным оледенением, поскольку необычность строения аллювия – присутствие хорошо окатанных валунов до трех и более метров в диаметре среди галечникового материала, наличие следов конечноморенных отложений у истоков Бии – не позволяло многим исследователям отказаться от общепринятой точки зрения. Отсюда делались выводы о решающей роли оледенений в формировании речных долин региона. По скоплению валунов проводилась граница распространения ледников.

Детальное изучение долинных накоплений в Верховье Бии позволило нам выделить основные особенности строения террас и прийти к иному выводу о связи ледников с процессом формирования крупноглыбового аллювия.

При геоморфологическом картировании долины Бии выделена пойма, пять надпойменных террас и одна (шестая) – селевая. При сопоставлении однопорядковых террас подмечено, что высота одной и той же террасы постепенно увеличивается по мере продвижения к истоку (табл. 1).

**Таблица 1.** Высота террас р. Бии на различных участках долины, м.

Порядковый номер террас	г. Бийск	с. Дмитриевка	с. Турачак	с. Кебезень
Пойма	1,5–5,0	3	1–4	1–4
I	8–12	3–5	5–8	10–13
II	20–23	12–15	13–17	20–25
III	30–35	20–25	25–30	30
IV	40–45	-	35–40	40
V	60–80	-	55	60–80

Такая особенность в высотных уровнях вызвана своеобразными условиями формирования террасовых комплексов, для разъяснения которых нам необходимо углубиться в палеогляциологические и палеогеографические построения.

Признано, что верхний неоплейстоцен Горного Алтая – это период наступления ледников, связанный с планетарным похолоданием климата. Ледники, существовавшие в центральной части Горного Алтая, спускаются по долинам рек к предгорьям. Массы льда, двигаясь с хребта Корбу и по меридиональной части Телецкого озера, захватывали обломки пород, поступающих с его бортов. При достижении широтного отрезка озера ледник раздваивался. Одна лопасть переваливала через водораздел (район пос. Яйлю) в верховье рек Чайгол, Клык, Байгол, другая устремлялась в широтный отрезок озера, неся в себе и на себе большое количество обломочного материала, поскольку сюда поступали обломки из боковой морены. Это был своеобразный каменный глетчер, нижний конец которого зафиксирован в верховье Бии. Контуры конечноморенной гряды трудно различимы на местности. Тем не менее, использование шлихового метода позволило нам по некоторым минералам тяжелой фракции подтвердить ранее выделенные границы размытой конечной морены. Оказалось, что шеелит, весьма хрупкий минерал, хорошо сохраняется в моренах. Контуры шлихового ореола с этим минералом очень точно совпадают с распространением конечноморенных отложений.

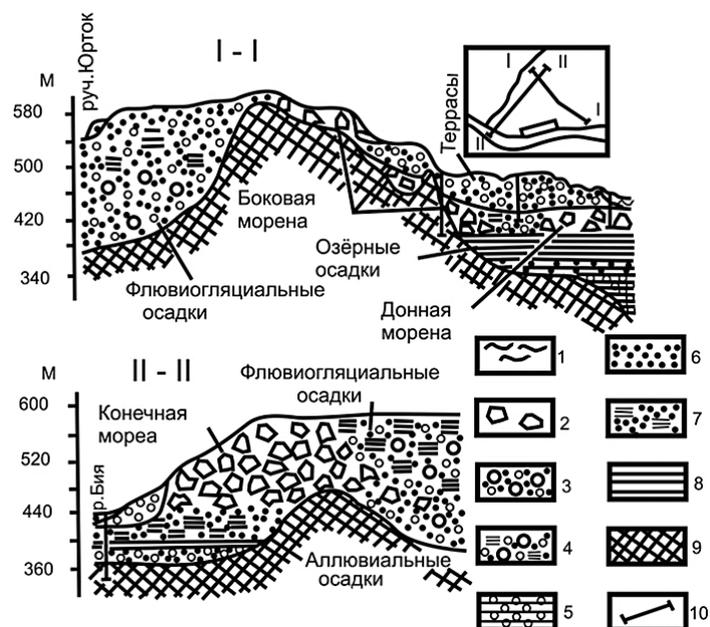
В доледниковое время озеро в широтной части было заполнено осадками мощностью свыше 50 м (рис. 1). Об этом свидетельствует разрез по скважине, пройденной в 2,7 км ниже пос. Артыбаш и описанный в 1931 году Н.Л. Бубличенко (1939). Он имеет следующее строение (сверху, м):

1. Валун с плохо окатанной галькой и песком ..... 2,27
2. Валун с гальками, сцементированные желтым суглинком ..... 3,18
3. Валун с галькой и незначительным количеством слабо окатанного гравия и песка, с участием серого и желтого суглинка ..... 2,32
4. Прослой мелкого, хорошо окатанного серого песка с незначительным присутствием слабо окатанного гравия ..... 0,20
5. Валун с галькой и гравием, сцементированные серым песчаным суглинком ..... 1,95
6. Галька с гравием и песком средней окатанности ..... 1,98
7. Галька полуокатанная с незначительным количеством серого суглинка и Песка ..... 2,87
8. Песок мелкозернистый средней степени окатанности, слабо глинистый ..... 1,38
9. Песок мелкий равномернозернистый, с отдельными зернами крупного песка ..... 4,60
10. Суглинок с песком сероватый, с обломками обуглившейся древесины ..... 32,83
11. Глина серая ..... 9,12
12. Гравий и галька с песком средней степени окатанности ..... 0,90
13. Глина серая с отдельными зернами крупного песка ..... 0,85
14. Глина серая с отдельными зернами крупного песка и с небольшим количеством гальки ..... 1,75
15. Галька крупная слабоокатанная ..... 2,62

Ниже идут коренные породы. Общая мощность рыхлых отложений около 69 м.

По мере заполнения широтного отрезка озера обломочным материалом были созданы подпрудные условия для притоков, в частности для р. Иогач, где в устьевой части перед боковой мореной накапливался отсортированный песчано-галечниковый материал. Уровень воды по долине Иогача повышался по отношению к современному руслу на высоту более 100 м. Следы волноприбойной деятельности сейчас можно наблюдать в правом борту р. Иогач, где известняки ордовикского возраста имеют характерные западинно-сглаженные формы.

Есть основания предполагать, что ледниковые воды перемещали обломочный материал в долину реки, формируя при этом доселевую террасу, соответствующую в Прелтайской равнине пятой надпойменной. В долине Бии небольшие по площади участки этой террасы отмечены в правобережной части ниже устья р. Тулой и выше с. Турачак. Аллювиальный галечник террас лежит на высоко приподнятом цоколе гранитов Турачакского массива и перекрыт мощным почвенно-растительным слоем. Накопление галечникового, а в отдельных местах илисто-глинистого аллювия было кратковременным и происходило в суровых климатических условиях эпохи оледенения. Об этом свидетельствуют небольшая мощность аллювия и ископаемые растительные остатки, обнаруженные в глинистых осадках по руч. Кану, правому притоку р. Кебезенька, впадающей с правой стороны в Бию. Здесь Е.А. Понамаревой среди большого флористического разнообразия отмечено холодолюбивое растение – кустарниковая береза. Кроме того, встречены виды, указывающие на сухость климата, – представители семейства Chenopodiaceae, Parvaceae и др. Эпоха захоронения растительных остатков соответствовала времени максимального развития горно-долинного оледенения.

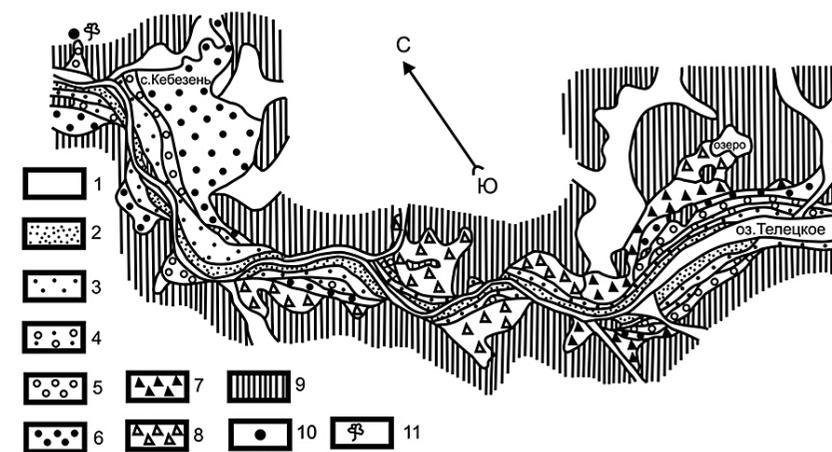


**Рис. 1.** Взаимоотношение ледниковых, водно-ледниковых и озерных осадков у истока Бии: 1 – суглинки, 2 – крупноглыбовый моренный материал, 3 – несортированный песчано-гравийный осадок с отдельными валунами, 4

– галечники и пески с прослоями глин и суглинков, 5 – галечник хорошо окатанный, 6 – песок, 7 – песок с прослоями глин, 8 – глина, 9 – коренные породы, 10 – линия разреза.

В связи с потеплением климата и отступанием ледника поднимается и уровень Телецкого озера, поскольку единственная водная артерия р. Бия, по которой происходил сток, была перегорожена конечной мореной. Масса воды увеличилась примерно вдвое. Зеркало воды бывшего водоема превышало современный уровень на 210 м. Это подтверждается максимальными высотными отметками боковых морен и существованием зарастающего реликтового озера Куатанг, находящегося на водоразделе руч. Юрток – Телецкого озера, к северу от турбазы «Золотое озеро». Для заполнения озера не потребовалось слишком много времени. Подсчитано, что даже при современном притоке воды из рек, впадающих в озеро, достаточно 7 лет для поднятия уровня до отметки 210 м.

Переполнение ванны Телецкого озера тальми ледниковыми водами и наличие моренной запруды, внутренние части которой были ослаблены присутствием блоков и линз погребенного льда, создали условия для катастрофического сброса вод и рыхлого обломочного материала в виде своеобразного селевого потока, скорость которого, подсчитанная по формуле Тьери, составила 7–7,5 м/сек.



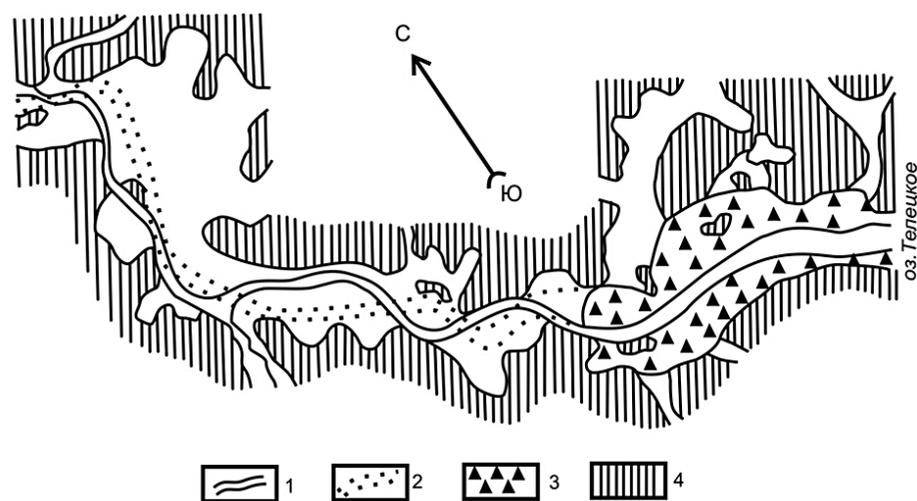
**Рис. 2.** Геоморфологическая схема долины Бии ниже Телецкого озера: 1 – пойма (1–4 м). Террасы: 2 – первая (10–13 м); 3 – вторая (20–25); 4 – третья (30 м); 5 – четвертая (40 м); 6 – пятая (60–80 м); 7 – отложения конечных и боковых морен; 8 – селевая терраса (90–120 м); 9 – коренные склоны долины; 10 – места отбора проб на определение абсолютного возраста по С14; 11 – места отбора проб на спорово-пыльцевой и палеокарпологический анализы.

Такая скорость обеспечивала перенос обломков массой свыше 8 т и объемом более 3 м<sup>3</sup>. Примерно такие же показатели скоростей получил Н.А. Ефимцев

(1961) для горных рек, используя в своих расчетах известный закон Эри. Подобные условия переноса крупных валунов были описаны П.А. Карлингом (Carling P.A., 1983) в Пеннинских горах и Г.Х. Эйсбахером (Eisbacher G.H., 1978) в отрогах Скалистых гор Северной Америки. Значительная скорость перемещения обломочного материала обеспечивалась, по-видимому, большим перепадом высот между зеркалом подпруженного озера и днищем долины реки.

Катастрофический сброс воды из озера обусловил местами размыв осадков пятой надпойменной террасы, транспортировку большого количества грубообломочного материала, который частично причленен к ней (террасе). Ниже размытой конечной морены образовалась селевая терраса, превышение которой над современным руслом составляет 90–120 м (рис. 2). Терраса прослежена до устья р. Пыжа. В строении ее принимают участие галечник и валуны. Максимальный размер валунника 3–4 м. В то же время в «теневых» частях склона либо за отдельно стоящими в долине реки останцами валунно-галечниковый материал замещается галечниково-песчаным с характерной для водных отложений слоистостью.

Движение особо крупных валунов по долине проходило в определенных русловых границах. Конфигурация современного русла Бии не совпадает с конфигурацией фарватерной линии реконструируемого потока и при наложении их схем друг на друга (рис. 3) в местах пересечения фиксируются перекаты с большим скоплением крупных валунов, ранее принимаемые за стадиальные и конечные морены верхнечетвертичного оледенения.



**Рис. 3.** Реконструкция движения водокаменного селя от Телецкого озера по долине Бии: 1 – современное русло р. Бии; 2 – реконструируемая фарватерная линия водокаменного селевого потока; 3 – ледниковые отложения; 4 – коренные склоны.

Заполнение долины большим количеством обломочного материала создало условия для подпруживания притоков, что было зафиксировано озерными отложениями в виде

ленточных глин и горизонтально-слоистых песков. Так, в районе с. Новотроицкое в долине р. Пыжа в основании девятиметровой террасы обнажаются тонкослоистые глины с мощностью отдельных слоев до 2–3 см. Тонкослоистые глины сменяются мелким горизонтально-слоистым галечником с прослоями глин мощностью 0,5–1 см. Выше по разрезу отмечается переслаивание галечников, мелкозернистых песков и глин. Перекрывается разрез метровым слоем темно-бурых суглинков.

Из тонкослоистых глин Е.А. Пономарева выделила семенную флору, указывающая на холодные условия осаждения осадков. Это *Carex ex gr.A*, *C. ex gr.B*, *Scirpus selvestris L.*, *Betula nana L.*, *B. sp.*, *Rumex sp.*, *Polygonum lapathifolium L.*, *Rubus idaeus L.*, *Viola sp.*, *Labiatae gen. indet (Ballota sp.?)*.

Споры и пыльцу из этого разреза изучала Л.И. Ефимова. В комплексах наблюдается изменение растительных группировок вверх по разрезу. Если в основании содержится до 74% травянистых растений, среди которых доминируют губоцветные (16%), осоковые (40%), лебедовые (13%), злаки (20%), а древесные составляют лишь 8–17% (ель, сосна, береза, ива), при содержании спорных до 9% (зеленые мхи, гроздовник, папоротник), то верхняя часть характеризуется преобладанием спорных – до 95%. Первыми процентами представлены древесные (пихта, ель, сосна, береза, ива) при незначительном увеличении травянистых (злаки, осока, лебедовые, розоцветные, крестоцветные, молочайные, сложноцветные, польнь, скедра). Комплексы такого типа отражают развитие осоково-разнотравных лугов с зарослями папоротников и указывают на достаточно влажный прохладный климат.

На основании выделенных спорово-пыльцевых спектров верхняя часть разреза отнесена к голоцену, а нижняя – к верхнему неоплейстоцену, что подтверждается и радиоуглеродным датированием древесины, отобранной у уреза воды из тонкослоистых озерных глин. Абсолютный возраст древесины  $16120 \pm 80$  лет (СОАН-1864).

Близкая по времени дата получена из голубовато-серых глин, фациально замещающих осадки пыжинской озерно-подпрудной террасы. Проба отобрана из шурфа, пройденного в 1 км от вышеописанного обнажения по руч. Томою. Вскрытые глины характеризуют последнюю стадию накопления озерных осадков, растительные остатки из которых имеют абсолютный возраст  $15270 \pm 60$  лет (СОАН-2017).

Объем накопленной массы воды в Пыжинском озере, по нашим расчетам, составил  $1,5 \text{ км}^3$ . При этом глубина его была около 50 м, длина 17,5 км при ширине 1,5 км. Контуры бывшего водоема реконструируются по фрагментам террасы, которая по мере удаления от устья вверх по реке с 60-метровой отметки снижается до 15 м и затем сходит на нет.

Типично озерно-подпрудные осадки мы наблюдали в приустьевой части р. Саракочша, в 2,5 км от устья. Здесь в основании и средней части 40–45-метровой террасы вскрываются горизонтально-слоистые, с прослоями супесей, мелкозернистые пески.

Дальнейшее формирование террас р. Бии связано с врезанием реки в селевую толщу. Четвертичная надпойменная терраса широко представлена ниже руч. Юрок. Отдельными фрагментами отмечается она и в районе с. Турачак. В притоках галечниковый аллювий четвертой террасы фациально замещается песчаным, с прослоями суглинков и глин.

В суглинках и глинах, как правило, в основании разреза встречаются растительные остатки. Так, например, по руч. Турачак (ниже с. Кебезень), в 1100 м от устья из темно-серых супесей Е.А. Пономарева выделила семенную флору, которая состоит из

*Picea obovata* Ldb., *Pinus silvestris* L., cf. *Larix* sp., *Pinaceae* gen. indet., *Carex* ex gr. *B.*, *Betula nana* L., *D. sp.*, *Alnus* sp., *Rumex* sp., *Polypodiaceae* gen. indet., *Viola* sp., *Aquilegia* sp., *Adoxa mashatellina* L., *Umbelliferae* gen. indet. По мнению Е.А. Пономаревой, выделенную флору следует отнести к позднему неоплейстоцену.

Палинологически детально охарактеризована нижняя часть этого разреза. В комплексе преобладает группа пыльцы травянистых растений (68–86%) – *Cramineae*, *Cyperaceae*, *Chenopodiaceae*, *Angiospermae* и др. В меньшем количестве встречаются древесные *Abies sibirica* Ldb., *Picea obovata* Ldb., *Pinus silvestris* L. Найдено одно пыльцевое зерно реликта тургайской флоры *Tsuga*. Выделенные спектры отражают развитие лесостепей и отнесены к верхнему неоплейстоцену.

В средней части разреза собран богатый комплекс моллюсков. По мнению Е.А. Новикова, они принадлежат к наземным видам ксерофильного и мезофильного облика: *Pupilla muscorum*, *Colimella edentula* (Drap.), *Columella* Mart., *Vallonia pulchella* Mart., *Pyramidula zupestrus* (Drap.). Абсолютный возраст древесины, отобранной из основания обнажения, датируется по радиоуглероду в  $14980 \pm 70$  лет (СОАН-1863).

Формируя террасы врезания в своей долине, р. Бия ослабляла перемычки, сдерживающие подпрудные озера притоков. В итоге эти озера были спущены. Следы от паводков отмечены в виде своеобразного грядового микрорельефа (ряби течения) на поверхности пятой и четвертой надпойменных террас в долине Бии выше устья р. Пыжа, в районе с. Кебезень и горы Волчий Зуб (Барышников Г.Я., 1979).

Сопоставление показывает, что в истории развития долины Бии, до этапа формирования третьей, второй и первой террас, намечается четыре крупных паводковых волн, связанных со спуском Телецкого водоема, Иогачского, Пыжинского и Саракокшинского озер.

Третья надпойменная терраса в виде полосы шириной 300–400 м прослеживается по всему исследуемому району. Но наибольшей ширины (2000 м) она достигает у с. Турачак. Терраса сложена в основном плохо сортированным галечником с включениями мелких валунов.

Вторая надпойменная терраса от истоков Бии до с. Турачак полосой до 1 км прослежена как в право-, так и в левобережье реки. Разрез второй террасы можно наблюдать в ряде карьеров ниже с. Турачак, где под современной почвой залегают переслаивающиеся с грубозернистым песком валунно-галечниковые осадки, цементированные песком. Осадки мелкой фракции косо- и горизонтально-слоистые. Со второй террасой Бии сопоставляется вторая терраса р. Лебедь, которая охарактеризована флористически и из которой В.А. Панычевым по древесине получена дата СОАН-576 равная  $13750 \pm 70$  лет (Барышников Г.Я., 1973).

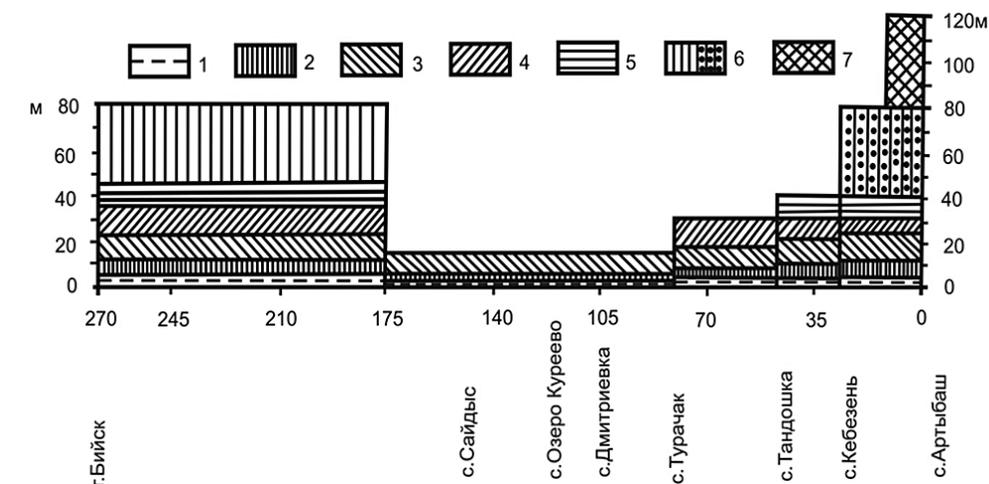
Первая надпойменная терраса, как и вторая, узкая. Ширина ее местами достигает 800–1000 м.

В отличие от низовья пойма верхней Бии многоступенчатая и изменяется по высоте от 1 до 4 м. По С.А. Сладкопепцеву (1977), высоты поймы и их изменения по долине зависят от амплитуд паводковой волны, влияния базисов эрозии и локальных движений в пределах геологических структур, пересекаемых долиной реки. Но регулируемый Телецким озером сток вод, казалось бы, должен был создать условия для формирования выдержанной по высоте поймы. В действительности же наличие многоступенчатости

объясняется не только изменением базиса эрозии и локальными подвижками. Основную роль в формировании поймы, по-видимому, играли паводковые воды с наложенными на них процессами заторообразования. Разновременность их проявления и предопределяет ступенчатость. Возраст поймы определяется по ее сочленению с поймой р. Саракокши, из которой получена радиоуглеродная дата. Разрез расположен в 200 м ниже устья р. Юля, в правом борту Саракокши. Древесина из темно-серых глин, залегающая на 4 м выше уреза воды, датируется в  $2000 \pm 20$  лет (СОАН-2016).

Обращает на себя внимание тот факт, что в долине р. Бии выделяются участки с максимальным распространением террас одного уровня. Так, от руч. Юрток до р. Пыжа долина на протяжении 12 км выполнена в основном осадками высокой селевой террасы. Далее высокая терраса сменяется сложно построенной пятой террасой. Она заполняет отрезок долины в 15 км, от устья р. Пыжа до горы Волчий Зуб (ниже устья р. Саракокши). Затем в 20-километровом интервале, до устья р. Тандошка, наибольшим распространением пользуется четвертая терраса. Третья терраса лучше представлена на 25-километровом отрезке от устья р. Тандошка до устья р. Лебедь. Осадки второй террасы почти полностью слагают днище долины от устья р. Лебедь до выхода р. Бии в предгорную равнину.

Выделенные участки – это своеобразные ступени, в каждую из которых вложено от одной до пяти террас (рис. 4). Нам представляется, что во время размыва каждой верхней ступени выносимый обломочный материал активно участвовал в формировании нижерасположенной. При этом количество перемещаемого материала резко сокращалось. Такую же зависимость для рек предгорий установил и С.А. Архипов (1973).



**Рис. 4.** Диаграмма зонального распространения террас одного уровня в долине Бии: 1 – пойма; надпойменные террасы: 2 – первая, 3 – вторая, 4 – третья, 5 – четвертая, 6 – пятая, 7 – селевая терраса.

Формирование террас р. Бии происходило за короткий промежуток времени. Палеогляциологические и палеогеографические построения, радиоуглеродные даты

свидетельствуют о том, что геохронология основных событий в истории развития долин Верхней Бии укладывается в 20 тыс. лет. Это подтверждают наблюдения, проведенные нами в предгорьях Алтая (Барышников Г.Я., 1984).

Около 20 тыс. лет назад, либо чуть позже, в верховье Бии отлагается конечная морена, создавшая подпруду талым ледниковым водам. В интервале 20–16 тыс. лет конечная морена размывается, обломочный материал селевым потоком выносится в долину Бии, в притоках накапливаются озерные осадки. За последующие 1–1,5 тыс. лет сформировались пятая и четвертая террасы. Примерно столько же времени потребовалось на образование третьей и второй террас. На рубеже верхнего неоплейстоцена и голоцена формируется первая надпойменная терраса. Две тысячи лет назад начала развиваться пойма.

Таким образом, долина Бии имеет два разновозрастных участка. Первый, от г. Бийска до с. Турачак, - наиболее древний, и второй, от с. Турачак до Телецкого озера - сравнительно молодой, сформировавшийся в позднечетвертичное время.

### Литература

Адаменко О.М., 1963. Основные этапы мезозойской и кайнозойской истории Предгорного Алтая // Геология и геофизика, 1963. № 2. С. 55–65.

Адаменко О.М., 1974. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск: Наука – 167 с.

Адаменко О.М., Казаков П.Е., Канопа В.В., 1962. О возрасте бийской террасы // Вестник Западно-Сибирского и Новосибирского геологического управления. Томск, 1962. № 3. С. 32–38.

Архипов С.А., 1973. Стратиграфия и геохронология террас и погребенных долин в бассейне Верхней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. К IX конгрессу INQUA. Новая Зеландия. М.: Наука, С. 7–21.

Барышников Г.Я., 1973. К стратиграфии террасовых отложений долины р. Бии // Географический сборник. Томск, С. 3–8.

Барышников Г.Я., 1976. Морфология и рыхлые отложения долины р. Бии // Вопросы геоморфологии Алтайского края. Л., С. 14–17.

Барышников Г.Я., 1979. К вопросу о формировании крупновалунного аллювия р. Бии // Геология и полезные ископаемые Алтайского края. Барнаул. С. 117–119.

Барышников Г.Я., 1984. Эоловые образования предгорий Алтая и их связь с климатами прошлых эпох // Современные геологические процессы на территории Алтайского края. Бийск, С. 6–9.

Барышников Г.Я., Панычев В.А. 1987. Особенности формирования террасовых комплексов Верхней Бии // Вопросы географии Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, № 17. С. 41–52.

Бубличенко Н.Л., 1939. Происхождение Телецкого озера // Вестник Западно-Сибирского геологического управления, № 3. С. 42–58.

Гранэ Г., 1916. О значении ледникового периода для морфологии Северо-Восточного Алтая // Записки Западно-Сибирского отдела Русского географического общества, Т. 38. С. 1–22.

Живаго А.В., 1948. Опыт применения шлихового метода при морфологическом анализе долины р. Бии (Алтай) // Труды Института географии АН СССР, Вып. 39. С. 82–110.

Кузьмин А.М., 1929. Материалы к расчленению ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области // Известия Сибирского отдела геологической комиссии. Т. 8. Вып. 2. С. – 62 с.

Малолетко А.М., 1963. Палеогеографии Предалтайской равнины в четвертичном периоде // Труды комиссии по изучению четвертичного периода. Новосибирск: Наука, № 22. С. 165–182.

Нехорошев В.П., 1928. Геологическое строение окрестностей г. Бийска // Геологический вестник, Т.7. Вып. 4–6. С. 23–29.

Остроумов В.М., 1963. Льдинная аккумуляция на реках Горного Алтая // Известия Алтайского отдела географического общества СССР, 1963. Вып. 2. С. 100–101.

Панычев В.А., 1973. Новые данные о возрасте большереченской свиты Обь-Чумышской впадины // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. М., № 40. С. 78–86.

Панычев В.А. 1979. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Новосибирск: Наука, – 102 с.

Проблемы экзогенного рельефообразования. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1976. Кн. 1. – 430 с; Кн. 2. – 319 с.

Разрез новейших отложений. Стратиграфия и палеогеографии Приобского плато, Подгорной Равнины и Горного Алтая // под ред. К.К. Маркова. М.: Изд-во МГУ, 1978. – 207 с.

Сладкопечев С.А., 1977. Новейший этап развития речных долин. М.: Недра – 199 с.

Щукина Е.Н., 1960. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая // Труды геологического института АН СССР, Вып. 26. С. 127–164.

Яковлев С.А., 1909. К вопросу о ледниковом периоде на Алтае // Труды Сибирского общества естетствоиспытателей (протоколы заседаний). СПб, Т. 40. Вып. 1. С. 27–36.

Carling P.A.. 1983. Threshold of coarse sediment transport in broad and narrow natural streams // Earth surface proceses and Landforms, Vol. 8. P. 1–18.

Eisbacher G.H. 1978. Observation on the streaming mechanism of large rock slides, northern. Cordillera // Pap. Geol. Surv, Can., № 8. IA. P. 49–52.

## INFLUENCE OF ANTHROPOPRESSION ON DISTRIBUTION OF RAINFALL

### ДОЖДЕВОЙ СТОК В УСЛОВИЯХ АНТРОПОГЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

J.A. Molchak

Lutsk State Technical University, Ukraine

#### Abstract

The article contains substantial data based on the mathematical analysis of the primary phase of hydrologic cycle – rainfalls, which are of particular importance as they tend to shape river systems. It is widely accepted that rivers constitute a function of climate (rainfalls). The author of the study aims to demonstrate that knowledge of rainfalls may prove to be of practical use.

Определяющим фактором, который является причиной изменения пойменно-русловых процессов является дождевой сток. При соответствующих условиях эти изменения способствуют развитию отрицательных явлений – обмелению рек, зарастанию русел, заилению, пересыханию, и прочее. Отмеченное вызывает необходимость совершенствования существующих и разработка новых, наиболее экономически и экологически обоснованных методов расчета дождевых расходов, особенно в условиях антропогенных изменений, с целью решения ряда важных народнохозяйственных проблем.

Поэтому автор выполнил комплекс теоретических разработок, касающихся процесса формирования паводочного стока с антропогенных водосборов, с учетом критических замечаний существующих методов расчета дождевых расходов при отсутствии гидрометрических наблюдений и разработал формулу, параметры которой взаимосвязано учитывали бы все основные факторы, влияющие на процесс стока и его расчетную величину.

В применяемых в настоящее время формулах расчета паводочного стока одним из основных параметров их является слой осадков [СНиП], слой водообразования (А.Н. Бефани), слой водоотдачи (П.Ф. Вишневицкий) и т.д., в которых через коэффициенты стока, расчетные формулы и другие параметры выражают слой паводочного стока.

Значения коэффициента стока зависят от площади водосбора, суточного слоя осадков и вида почв, аналогичное касается и слоя водоотдачи. Слой водообразования отличается от отмеченных выше параметров большим диапазоном учета факторов, влияющих на величину дождевого стока – влажности почвы, рельефа местности, интенсивности осадков и вида культуры. Переход от слоя водообразования к слою стока осуществляется через геоморфологический и почвенно-ботанический параметры.

Однако, слой водообразования не учитывает изменений режима грунтовых вод, физиологии растений в течение вегетационного периода, а также изменений водно-воздушного и водно-физических свойств почв, происходящих в связи с мелиорацией земель и другим антропогенным влиянием и т.д. Отмеченные недостатки приводят к снижению точности вычисления искомой величины максимальных дождевых расходов.

Расчетная формула дождевого стока, и соответствующая методика расчета по мнению автора, должна базироваться на генетической основе процесса стока, учитывать основные компоненты механизма формирования стока, местные факторы, а также антропогенное воздействие, значительно изменяющее условия его формирования. Согласно предлагаемой автором схемы формирования дождевого стока, учитывающей антропогенные изменения на речном водосборе и влагооборот зоны аэрации, одним из основных параметров формулы для расчета паводочных расходов, учитывающего впитывающую способность почвы и ее изменение в связи с осушением земель, интенсивность и слой осадков, режим грунтовых вод, время вегетационного периода, водопотребление сельхозкультур, расчлененность местности речной, овражно-балочной и мелиоративной сетью, тип и состояние почвы, автор предположил максимальное водонакопление, представляющее собой разницу между слоем осадков и инфильтрацией во время дождя с учетом перечисленных выше факторов. На основании воднобалансовых исследований, водного режима почв и его изменении расчетную формулу для вычисления максимальных расходов дождевых паводков, представленную в виде модуля стока, в самом простом выражении автор предлагают в следующей редакции:

$$q_{P\%} = 13,2 h_{e_{\max,1\%}} \delta_{zp} \delta_E \Gamma_n^{0,5} \lambda_p K_{Ae}, \quad (1)$$

где  $h_{e_{\max,1\%}}$  – максимальное водонакопление 1% обеспеченности, мм;  $\delta_{zp}$  – коэффициент учета грунтового питания; для водосборов слабого грунтового питания  $\delta_{zp} = 0,9$ ; для водосборов среднего грунтового-напорного питания  $\delta_{zp} = 1,05$  для водосборов обильного грунтового-напорного питания  $\delta_{zp} = 1,25$ ;  $\delta_E$  – коэффициент учета водопотребления, величина которого в зависимости от даты вегетационного периода и вида культуры принимается равной  $\delta_E$  от 0,80 до 1,0;  $\lambda_p$  – коэффициент перехода от обеспеченности 1% к любой заданной;  $K_{Ae}$  – коэффициент редукиции максимального водонакопления;  $\Gamma_n$  – параметр, зависящий от грунтового подпитывания и площади осушения, определяется по формуле:

$$\Gamma_n = \left( \delta_{oc} \Pi_n^\chi + \sqrt{\frac{\delta_l(1-\delta_{oc})}{A+30}} \right) \delta_s, \quad (2)$$

Здесь  $\delta_{oc}$  – коэффициент осушения территории,  $\delta_{oc} = \frac{A_{oc}}{A}$ ;  $\delta_l$  – коэффициент учета влияния на сток заселенности;  $\delta_s$  – эмпирический коэффициент, величина которого изменяется от 1,1, до 1,3 в зависимости от физико-географических условий;

$\Pi_n$  – параметр подпитывания, зависящий от типа почвы и глубины залегания грунтовых вод;  $\chi$  – показатель степени параметра впитывания.

Формула (1.) по структуре похожа на формулу предельной интенсивности стока СНиП 2.01.14–83. Однако, она существенно отличается от формулы СНиП тем, что в последней максимальный модуль стока выражен через коэффициент стока и максимальный суточный слой осадков, то есть не учитывает в достаточной степени типа и состояния почвы, не говоря уже о рельефе местности, режиме грунтовых вод, водопотреблении сельхозкультур, времени вегетационного периода, мелиорации земель и др. факторов, которые в значительной степени учтены в предлагаемой формуле (1.). В связи с отмеченным и точность расчетов паводочного стока по зависимости (1.) до 15–20% и более выше, чем по формуле СНиП, главным образом для очень малых рек и временных водотоков в условиях антропогенных изменений. Однако и параметры формулы (1.) не в полной мере учитывают физику процесса формирования паводочного стока. В связи с этим анализ гидрографической сети рек показал, что конфигурация речных бассейнов отличается большим многообразием, Это требует введения в расчетные формулы гидрографического коэффициента КГ, позволявшего осуществить переход от модели прямоугольного бассейна к фактическому.

Существенное влияние на процесс формирования паводочного стока, особенно антропогенно измененных территорий, оказывает время руслового добегания. Причем, чем больше время руслового добегания, тем меньше величина формирующегося расхода в единицу времени и наоборот, что должно отражаться в расчетной формуле. В связи с этим, согласно теории изохрон, величина максимального водонакопления зависит от соотношения продолжительности склонового добегания и продолжительности руслового добегания. Зная, что слой склонового стока отличается от максимального водонакопления ( $h_{e_{max}}$ ) потерями на спаде паводка ( $R_{сп}$ ), что для удобства выразим через коэффициент потерь стока на спаде паводка  $K_{сп}$ , величина которого всегда меньше единицы, то произведение последнего на  $h_{e_{max}}$  даст слой склонового стока. Согласно теоретической схеме формирования паводочных расходов в антропогенно измененных условиях и изложенного выше, величина максимального водонакопления является функцией режима грунтовых вод, а значит и времени вегетационного периода в зависимости от чего осуществляется процесс формирования дождевого стока. Отмеченное говорит о том, что при равных условиях выпадения осадков и одинаковом типе и состоянии почв, но разных уровнях грунтовых вод, будут формироваться различные величины максимального водонакопления. Если последнее принять постоянным в течение всего вегетационного периода ( $h_{e_{max}}$ ), рассчитав его, например, при глубине грунтовых вод равных 1 м, то вызываемые в величинах изменения максимального водонакопления, в связи с регулированием грунтовых вод на величины отличные от 1 м, могут быть компенсированы поправочным коэффициентом учета изменения максимального водонакопления за счет изменения уровней грунтовых вод. Отмеченный коэффициент ( $\xi_{гв}$ ) должен учитывать механический состав почвы и время вегетационного периода, являющихся определяющими при назначении норм осушения.

Общие изменения, происходящие в процессе формирования паводочного стока в условиях антропогенных изменений, по сравнению с естественными условиями, осуществляются за счет преобразования водно-физических свойств почвогрунтов, гидрографии, ландшафтов и т.д., автор предлагает выразить в виде коэффициента учета

антропогенных изменений  $K_A$ . Он представляет собой в сущности прогнозную величину дающую возможность в общем виде оценить изменение стока в условиях антропогенных изменений, в том числе и мелиорацией земель, и рассчитывается на основании сравнения стока с природного и антропогенного изменения участка или водосбора.

Общеизвестно, что при выпадении осадков, наблюдается их редукция по площади. А если учесть, что одним из определяющих факторов максимального водонакопления является слой осадков, тип и состояние почвы, то можно сказать, что с увеличением площади распространения должна наблюдаться и редукция водонакопления. Отмеченное автор предлагает выразить в виде коэффициента редукции максимального водонакопления  $K_{АВ}$ .

Учет влияния на сток прудов и водохранилищ (если это имеет место на водосборе) предлагается выразить коэффициентом  $\delta$ . При водохозяйственном и других видах строительства часто приходится пользоваться не только мгновенными, а и среднесуточными расходами. Отмеченное описывается коэффициентом  $K$ , дающим возможность выполнить переход от мгновенных к среднесуточным максимальным расходам. Антропогенные территории, некоторых районов закарстованы. Закарстованность оказывает существенное влияние на паводочный сток как в сторону его увеличения, так и уменьшения в зависимости от типа питания бассейна закарстованными водами. Влияние закарстованности на формирование стока выразим коэффициентом учета закарстованности  $\delta_K$ .

Таким образом, на основании разработанных основ теории процесса формирования паводочного стока в антропогенных условиях нами получена формула для вычисления заданной обеспеченности максимальных расходов дождевых паводков малых рек и временных водотоков. Она, с учетом отмеченного выше, при совокупности рассмотренных параметров, в общем виде может быть представлена свежующей зависимостью:

$$Q_{m,p\%} = A \cdot h_{u_{max,1\%}} \cdot \xi_{гв} \cdot \phi_{h_B} \cdot \delta \cdot \lambda_p \cdot K_{Г} \cdot K_{АВ} \cdot K_M \cdot \delta_K \quad (3)$$

Предлагаемая формула для расчета максимального дождевого стока не учитывает в явном виде заселенность и заболоченность бассейна, эти факторы учитываются в картах максимального водонакопления, а также потерях стока на спаде паводка через параметры  $\alpha_{тп}$  и  $P_{ЕИ}$ . Малые бассейны, имеющие более или менее зарегулированный сток за счет прудов и озер, потребовали введения в расчетную формулу коэффициента учета влияния на сток озер  $\delta$ , определение которого предлагается осуществлять по формуле Г.А. Алексева или СНиП 2.01.14–83

В формулу (3.) для расчета максимального дождевого стока поправочный коэффициент на естественное регулирование не вводится. Это объясняется тем, что расчетная скорость добегания определяется как средневзвешенная из русловой и пойменной и учитывается через замедление процесса добегания, которое вызывается поймой.

Вычисление параметров предлагаемой теоретической формулы для расчета дождевого стока в антропогенных условиях, выполняется путем детального анализа

имеющейся информации и экспериментального изучения всех звеньев процесса, влияющих на условия формирования дождевого стока.

Автором в общем виде раскрыта сущность процесса формирования паводочного стока в условиях антропогенных изменений, в основу которой положены генетические связи элементов водного баланса с обуславливающими их факторами (почвенными, климатическими, гидрогеологическими и геоморфологическими). Особенность рассматриваемого процесса стока заключается в том, что он происходит в более сложных, по сравнению с естественными условиями: за счет увеличения гидрографии местности, вызванной нарезкой различного рода мелиоративной сети, строительством дорог изменением водно-физических свойств почв и водно-воздушного режима почвогрунтов, более сложного процесса влагооборота зоны аэрации, в результате регулирования грунтовыми водами, изменения процесса испарения и транспирации, а также трансформации осадков и потерь паводочного стока и т.д. Отмеченное позволило вскрыть физический процесс взаимосвязи составляющих элементов водного баланса на антропогенном водосборе, которые определяют процесс стока и его изменения, дать анализ различий антропогенного на влияния паводочный сток.

На основании этого разработана теоретическая схема процесса формирования паводочного стока, а также генетическая формула для вычисления максимальных расходов дождевых паводков малых рек и временных водотоков, подверженных антропогенному изменению земель, учитывающая все основные факторы, влияющие на процесс его формирования дождевых расходов.

## CONDITION AND PROSPECTS OF THEORETICAL AND APPLIED RESEARCH ON FLUVIAL PROCESSES AT KYIV UNIVERSITY

### СТАН І ПЕРСПЕКТИВИ РОЗВИТКУ ТЕОРЕТИЧНОГО ТА ПРИКЛАДНОГО РУСЛОЗНАВСТВА В КИЇВСЬКОМУ УНІВЕРСИТЕТІ

A. Obodovskiy

*Taras Shevchenko National University of Kyiv, Ukraine*

#### Abstract

**The article presents the main directions of research on fluvial processes at Kiev University. The subject area of academic research papers is discussed and a broad outline of their authors is given. The history of research on fluvial processes begins in the 80s of the last century.**

На появу перших узагальнюючих матеріалів стосовно наукових досліджень руслових процесів на кафедрі гідрології та гідроекології географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка безперечно вплинула можливість проходження практик її студентами в руслових експедиціях Московського державного університету ім.М.В.Ломоносова. На базі зібраних в експедиціях МДУ матеріалів в 1982 році виходить стаття «О влиянии расходов воды на русловой процесс в реках» (автори Ободовський О.Г. та Цайтц Є.) [1], з якої і починається вивчення руслових процесів в Київському університеті.

На той час аналіз досліджень процесів руслоформування на річках України виявив досить неоднозначну ситуацію. Зокрема, для річок Українських Карпат траплялись окремі публікації, які пов'язані з типізацією руслових форм [2], дослідженням гідравлічних показників потоку [3], оцінкою явища самовимощення [4] тощо. Стосовно рівнинних річок, то при глибокій їх вивченості, з огляду на гідрологічні характеристики, руслові дослідження стосувалися здебільшого розрахунків судноплавних прорізів та днопоглиблювальних робіт [5]. Тому проведення комплексних узагальнень щодо процесів руслоформування на рівнинних річках України взагалі і, з урахуванням активної господарської діяльності зокрема, виявилось доволі актуальним.

Серед першорядних задач, які стояли перед університетськими науковцями були наступні: оцінка впливу руслоформуючих витрат води на процеси руслоформування рівнинних річок України (в тому числі і зарегульованих), аналіз гідравлічних характеристик річок як фактора руслових процесів, натурні дослідження руслових процесів Північно-Кримського каналу та інші. Успішна реалізація вказаних завдань та науково-обґрунтоване осмислення отриманих результатів дозволили встановити певні закономірності розвитку руслових процесів на зарегульованих річках, визначити умови проходження руслоформуючих витрат та обґрунтувати інтенсивність прояву руслових

деформацій у великих незакріплених каналах півдня України. Біля керма цих робіт стояв доцент кафедри гідрології та гідрохімії (тоді кафедра мала таку назву), кандидат технічних наук Цайтц Єрмінінгельд Стефанович, якому допомагав інженер Ободовський О.Г.

У цей період починається активне плідне наукове співробітництво з ученими Московського університету і, зокрема, з професором, доктором географічних наук Чаловим Романом Сергійовичем, творчі поради якого безперечно допомогли закласти початки ерозійно – акумулятивного вчення (одним з розробників якого він є) в дослідженнях науковців кафедри.

Певним рубежем «початкової» фази розвитку робіт з даної проблематики став успішний захист в 1988 році на географічному факультеті МДУ ім. М.В.Ломоносова кандидатської дисертації Ободовським О.Г., тема якої мовою оригінала звучить так «Руслоформирующие расходы воды рек равнинной части Украины» [6]. Мабуть глибоко символічним був той факт, що науковими керівниками цієї дисертаційної роботи були професор кафедри гідрології суші Московського університету, доктор географічних наук Чалов Р.С. та доцент кафедри гідрології і гідрохімії Київського університету, кандидат технічних наук Цайтц Є.С. Такий керівний симбіоз дозволив аспіранту не лише довершити дисертаційне дослідження, а й заклав глибокі підвалини творчої співпраці в галузі руслознавства між двома славетними вузами, яка продовжується і нині.

В кінці 80-х років минулого століття на кафедрі були заключені госпдоговірні теми, в яких розроблялись питання покращення умов судноплавства на р.Десна та дослідження руслоформуючих витрат води малих річок України. Виконання цих досліджень обумовили розгляд ще однієї проблеми, яка була вже давно на часі для річок України – екологічні аспекти прояву руслових процесів. Саме на початку 90-х років (1991 рік) Ободовським О.Г. [7] була опублікована робота «Методика определения экологически допустимых расходов воды как фактора руслоформирующей деятельности рек», в якій чи не вперше розглядалась залежність екологічного стану річки від гідравлічних умов річкового потоку. Це була віхова публікація, яка показала початок формування нових підходів, а зрештою і нового напрямку, що охоплював екологічні аспекти прояву руслових процесів. Слід відзначити, що майже одночасно з вказаною публікацією в науковому світі країни СНД з'явилась стаття представників «московської» школи руслових процесів Берковича К.М. та Чалова Р.С. «Экологическое русловедение: объект и проблемы исследований» (1992р.) [8], яка, на мій погляд, започаткувала основи новому прогресуючому, актуальному напрямку теорії і практики руслових процесів.

Початок 90-х років минулого століття знаменувався на кафедрі розвитком прикладних досліджень руслових процесів на річках України. Це, перш за все, дослідження руслоформуючої діяльності потоку в каналах (1 госпдоговірна тема), розроблення методів дослідження гарантованих глибин на Дніпрі та Десні (4 госпдоговірні теми), розроблення методичних положень по врахуванню потреб прояву руслових процесів на малих річках (3 госпдоговірні теми), дослідження руслових процесів в зонах виклинювання підпору дніпровських водосховищ (2 госпдоговірні теми). Керівниками цих тем були доц. Цайтц Є.С. та доц. Ободовський О.Г.

Виконання цілої низки договірних робіт мали декілька вагомих наслідків, а саме: передусім на теренах України почав формуватись і активно розвиватись науковий

напрямок, який пов'язаний з дослідженнями русел річок, створювалась база для подальших, більш широких як в географічному, так і в методичному аспектах досліджень з руслової проблематики; почалася підготовка на географічному факультеті фахівців – руслознавців вищої кваліфікації.

Все вищевказане обумовило можливість збільшити спектр наукових досліджень. З середини 90-х років в наукових напрямках кафедри розробляються поняття «екологічно необхідні витрати» та «екологічно допустимий стік» річок; всебічно аналізується стійкість річкових русел, починаються (з 1996 р.) систематичні дослідження руслових процесів на гірських річках Українських Карпат. Останній вид робіт, який пов'язаний із виконанням значних експедиційних досліджень багато в чому «скорегував» і, навіть, вніс певні зміни в мої погляди на процеси руслоформування саме на гірських річках.

Наступною сходинкою в розвитку і накопиченні знань з руслової проблематики була поява кандидатської дисертації Шуляренко І.П. «Оцінка горизонтальних руслових деформацій та стійкості русел малих і середніх річок басейну Дніпра (в межах України)» (1998р.) [9], науковий керівник – доц.Ободовський О.Г. Робота була успішно захищена в Київському університеті і зробила певний внесок в загальний доробок університетської руслознавчої науки. Цією роботою були охоплені рівнинні річки дніпровського водозбору, для яких був зроблений висновок про те, що процес затухання руслових деформацій на малих рівнинних річках з одночасним зростанням стійкості їх русел має здебільшого негативні екологічні наслідки.

З кінця 90-х років минулого століття на кафедрі здобули новий імпульс дослідження гідрологічного режиму та руслових процесів у нижніх б'єфах ГЕС Дніпровського каскаду. Гідрологічну складову цих робіт забезпечив ас.Гребінь В.В.

В 1998 р. ми ще раз пересвідчилися в тому, що руслові процеси – це практична наука, яка періодично сходиться на щабель популярності особливо при виникненні небезпечних гідрологічних явищ в річках та їх руслах. Йдеться про листопадовий паводок 1998 р. на річках Закарпаття, після якого Закарпатська область (басейн р.Тиса) була оголошена зоною екологічного лиха. Була проведена низка експедиційних досліджень щодо виявлення наслідків проходження цього паводку в русло-заплавному комплексі карпатських річок. Це дозволило обґрунтувати ряд підходів стосовно нових методів регулювання русел гірських річок і висловити тезу, про недопустимість звуження водопропускного коридору цих водних об'єктів, що суттєво може вплинути і вплинуло на функціонування водогосподарського комплексу під час проходження подібних катастрофічних паводків. Аналіз умов проходження вказаних явищ і накопичений досвід у вивченні руслових процесів на гірських річках, дозволив розробити (доц.Ободовський О.Г.) класифікацію паводків гірських річок за умовами прояву руслових процесів (2000р.) [10]. Вона і по цей день є основою для багатьох досліджень процесів руслоформування на гірських водотоках.

Слід зазначити, що в цей період відбулась певна зміна покоління серед дослідників – руслознавців. Пішов на заслужений відпочинок один з фундаторів даного напрямку – доц. Цайтц Є.С. І на зміну йому прийшов на постійну роботу в Київський університет (2001 р.) кандидат технічних наук, старший науковий співробітник Онищук Василь Варфоломійович, знаний фахівець з гірської руслової проблематики. Це однозначно підсилило науковий потенціал університетської руслознавчої науки.

Спектр досліджень на кафедрі в галузі руслознавства неухильно зростає, і все більше уваги в цій сфері приділялося екологічним аспектам прояву руслових процесів. За раніше обґрунтованими методичними підходами для рівнинних річок України доц. Ободовським О.Г. були досліджені гідроекологічні особливості прояву руслових процесів, результати яких були представлені при виконанні держбюджетної теми (2000 р.). Цей період (початок нового тисячоліття) вирізнявся активними теоретичними та прикладними дослідженнями руслових процесів, а саме:

- оцінкою структури чинників руслових процесів;
- оцінкою руслових деформацій;
- аналізом просторово-часової динаміки руслоформуєчих наносів;
- оцінкою стійкості русел річок;
- встановленням основ гідроекологічної оцінки прояву руслових процесів.

Комплексні узагальнення отриманих результатів було покладено в основу монографії за авторства Ободовського О.Г. «Гідролого-економічна оцінка руслових процесів (на прикладі річок України)» (2001 р.). [11]

Вагомим підсумком багаторічних натурних робіт, наукових досліджень та практичної реалізації отриманих результатів став захист Ободовським О.Г. в Київському національному університеті імені Тараса Шевченка дисертації на здобуття наукового ступеня доктора географічних наук на тему «Регіональний гідролого-екологічний аналіз руслових процесів» (2002 р.) [12] Ця робота з одного боку підсумовувала багаторічні дослідження, які проводились в Київському університеті, а з іншого заклала основи нового наукового напрямку – регіонального гідролого-екологічного аналізу руслових процесів. По суті кожен з розділів (всього їх 7) дисертації надає поштовх подальшим дослідженням процесів і явищ руслознавчого спрямування.

В цей період на кафедрі створюється «команда» однодумців, які займаються розробленнями руслознавчих питань. Вже в 2003 р. на замовлення Держводгоспу України за керівництва проф. Ободовського О.Г. проводяться, чи не вперше в Україні, гідроморфологічні дослідження руслових процесів в нижньому б'єфі Київської ГЕС на Дніпрі (за участі доц. Гребеня В.В. і ст.н.с. Онищука В.В.). В наступному році виконані комплексні роботи щодо регулювання вертикальних руслових деформацій на гірських річках (на прикладі р. Лімниця) (за участі Гребеня В.В., Онищука В.В. та Розлача З.В.). В 2005 році створена континуальна оцінка процесів руслоформування та управління руслозаправним комплексом української ділянки р. Тиси (за участі ст.н.с. Онищука В.В.). На базі вищевказаних досліджень розроблені і впроваджуються рекомендації щодо практичних заходів регулювання руслових процесів (покращення стійкості судноплавного ходу р. Дніпро, регулювання та управління русло-заплавним комплексом на гірських річках тощо). Результатом вказаних напрацювань стала участь проф. Ободовського О.Г. та ст.н.с. Онищука В.В. в колективному монографічному виданні «Географічні основи охорони навколишнього середовища» (2006 р.) [13].

Багатоплановість наукових досліджень руслових процесів проявилось ще в одному аспекті наукових досліджень – участі науковців-руслознавців в міжнародних

проектах. Чи не головну роль в цьому контексті відіграло впровадження в країнах-членах Європейського Союзу Водної Рамкової Директиви (ВРД) (2001р.) [14], в якій складовою загальної екологічної оцінки якості річок є гідроморфологічна оцінка. Україна не є членом ЄС, але має декілька транскордонних басейнів річок з країнами-членами ЄС. Для таких річкових об'єктів відповідні оцінки, зокрема гідроморфологічних показників русло-заплавного комплексу, мають бути проведені, принаймні, в схожому або єдиному методичному форматі.

Зважаючи на це, на кафедрі гідрології та гідроекології вперше в Україні була розроблена і реалізована на річках Закарпаття методика гідроморфологічної оцінки якості гірських річок, яка ґрунтується на вітчизняних наукових доробках і відповідає вимогам ВРД ЄС. Вона опублікована у монографічному виданні «Гідроморфологічна оцінка якості річок басейну Верхньої Тиси»(2006 р.) [15].

В цей період (2006 р.) було вперше отримане державне фінансування на впровадження методики гідроморфологічної оцінки якості на річках басейну р.Ужа і проведення підготовки фахівців з її застосування [16-17].

Непересічною подією в 2006 році було проведення на географічному факультеті на базі кафедри гідрології та гідроекології міжнародної конференції «Гідроекологія річкових русел» [18]. В ній прийняли участь більше 110 науковців, які представляли 5 країн (Україну, Російську Федерацію, Республіку Білорусь, Польщу та Словаччину). Виголошені на ній доповіді засвідчили значний прогрес науковців в дослідженнях загального руслознавства та його екологічних аспектів, гідроморфологічної оцінки екологічного стану річок, гідрохімічної та гідробіологічної оцінок якості річок.

Отримання вагомих наукових здобутків в галузі руслознавства дали можливість опублікувати їх результати на важливих міжнародних форумах, міжнародній конференції «Транспорт наносів в річкових системах» (2004р.) [19-20], XXII Конференції дунайських країн по гідрологічним прогнозам та управлінню водними ресурсами (2006 р.) [21] та 10 Міжнародному симпозиумі по річковим наносам (2007 р.) [22].

В 2007 році пройшов успішний захист дисертації Коноваленко О.С. на здобуття наукового ступеня кандидата географічних наук на тему «Гідроморфодинамічна оцінка руслових процесів гірських річок на прикладі басейну Верхньої Тиси» (науковий керівник – проф. Ободовський О.Г.) [23]. В ній вперше на вітчизняному науковому просторі обґрунтовані підходи щодо оцінки впливу паводків на стійкість русел гірських річок. Ця робота започаткувала активне залучення ГІС – технологій до руслових оцінок.

Насиченість науковими дослідженнями цього року підтверджується ще й проведенням гідроморфологічних робіт у двох експедиціях – на річках Словаччини і в басейні р.Прип'ять. В результаті викристалізувалася методична основа для оцінки гідроморфологічної якості рівнинних річок, яка враховує особливості процесів їх руслоформування. В цей же час на замовлення ВАТ «Укрводпроект» (2007–2008 рр. – науковий керівник В.В.Онищук) виконані дослідження щодо оцінки транспорту наносів на гірських річках в умовах функціонування паводкоакумуючих ємкостей [24].

Катастрофічний паводок у серпні 2008р. в басейнах Сирету, Пруту та Дністра поставив низку питань з руслової проблематики, які потребували невідкладного вирішення. Перш

за все-це розроблення рекомендацій та створення оптимальних схем руслорегулювання в умовах проходження катастрофічних паводків [25]. Науково-обґрунтовані рекомендації були запропоновані і ввійшли складовими до загальних комплексних схем захисту територій від руйнівної дії паводків. Вони, поряд із вітчизняними науковими здобутками, враховували положення ВРД ЄС та Протипаводкової Директиви ЄС (2007). Поряд із вказаною проблематикою нами були продовжені дослідження гідроморфологічного стану річок Українських Карпат і, зокрема басейну р.Латориця. Крім традиційних наукових звершень для річок вказаного басейну тут вперше було запропоновано науково-обґрунтовані узгодження між низкою протипаводкових заходів і досягненням відповідного екологічного стану річкових водних об'єктів [26].

В 2008 році відбувся блискучий захист дисертаційної роботи на здобуття наукового ступеня кандидата географічних наук Ярошевичем О.Є. на тему «Гідроморфологічна оцінка екологічного стану річок басейну Тиси в межах України», [27]. Це перша на теренах країн СНД дисертація, яка присвячена розробленню сучасних методів досліджень гідроморфологічного стану гірських річок, які базуються на вітчизняних наукових здобутках та методологічних положеннях ВРД ЄС.

На завершення огляду виконаних на кафедрі гідрології та гідроекології досліджень, хочу відзначити ще один приємний і значимий момент, який пов'язаний із завершенням і успішним захистом Розлачем З.В. кандидатської дисертації. Він відбувся на початку 2009 р. Назва роботи – «Аналіз вертикальних руслових деформацій річок басейну Верхнього та Середнього Дністра». Автором виконані цікаві дослідження достатньо нового спрямування, пов'язаного з оцінкою сучасних руслових деформацій на подільських і карпатських притоках Дністра.

В даному огляді наведені основні узагальнюючі положення стосовно розвитку вивчення процесів руслоформування в Київському національному університеті імені Тараса Шевченка. Більш як 25 річна діяльність дослідників цього напрямку дозволила сформулювати основні наукові зрізи в руслознавчій науці. При цьому були зреалізовані 5 міжнародних проектів, 6 держбюджетних і 22 госпдоговірні теми. Разом з тим університетські вчені зробили певний внесок в концепцію освітнього розвитку руслознавства.

**Основні наукові здобутки.** Науковий розвиток вчення про руслові процеси на кафедрі мені нагадує ефект роботи стисненої пружини, випрямлення якої періодично відбуваються при реалізації певних ідей. Таких періодів було декілька.

Перший з них – **період зародження і становлення** цього вчення на кафедрі. В часовому зрізі – це 80-і роки минулого століття. Побіжний аналіз процесів руслоформування зокрема на рівнинних річках України показав, що для них не встановлені закономірності їх прояву. Багато «білих плям» було у виявленні впливу на ці процеси зарегульованості стоку річок. В цьому контексті отримані наступні основні результати.

Встановлення основних закономірностей впливу характеристик гідрологічного режиму на процеси руслоформування. Для вирішення цієї мети чи не вперше в руслознавчих дослідженнях було започатковано застосування методів факторного та кластерного аналізів для встановлення основних закономірностей та взаємозв'язків між основними гідрологічними параметрами (різні показники стоку води і наносів) та руслоформуючими витратами. В результаті з'явилось нове підтвердження

«географічності» руслових процесів. Як доказ цього було створення районування території України за характером проходження руслоформуючих витрат води та оцінка їх впливу на процеси меандрування у вільних та обмежених умовах їх прояву.

Дослідження руслових процесів у великих земляних каналах на прикладі Північно-Кримського. В цьому аспекті були встановлені зв'язки між різними гідравлічними показниками потоку та визначений їх вплив на деформації (особливо на згинах) незакріпленого русла Північно-Кримського каналу при різній глибині його наповнення водою;

Виконання оцінки прояву руслових процесів та визначення параметрів просідання рівнів води на р.Десна для покращення умов судноплавства. Проведення миттєвого нівелювання рівнів води річки, дозволив чітко встановити її перекатні і плесові ділянки. А застосування кривих витрат за даними гідропостів дало можливість обґрунтування просідання рівнів води в Десні.

Наступний період – це **формування нових підходів** в дослідженні руслових процесів на річках України. Цей період теж приблизно охоплює десятиліття, тобто 90-і роки минулого століття – перші роки II тисячоліття. Він характеризується реалізацією значної кількості наукових проектів, які здебільшого і сформували основні напрямки досліджень руслових процесів в Київському університеті. Разом з тим – це період накопичення і усвідомлення руслознавчої інформації, створення нових підходів до її аналізу як в теоретичному, так і в регіональному аспектах, отримання перших узагальнюючих результатів.

Серед здобутків цього періоду можна виділити наступні.

Встановлення основних підходів щодо визначення та обґрунтування екологічно допустимих витрат води та екологічно необхідного стоку річок. В методологічному плані їх концептуальна сутність була зведена до того, що гідравлічні характеристики потоку першорядно визначають гідроекологічний стан русел річок. Саме вони створюють відповідні передумови щодо оптимізації гідрохімічних та гідробіологічних показників у річковій воді. При цьому русло в межений період не повинно замулюватися або розмиватися, а під час водопілля мають відбуватися руслові деформації. Такий підхід дає також можливість визначати для рівнинних річок оптимальні умови їх руслоформування зокрема та екологічний стан русла річки взагалі [29]. Це дозволило дещо по-іншому сформулювати до визначення гідроекологічного стану річок, який обумовлюється здебільшого гідравлічними особливостями потоку і визначає екологічний бік прояву руслових процесів, який пов'язаний із замуленням і заростанням русел річок.

Дослідженнями встановлено, що гідроекологічний прояв руслових процесів у річках обумовлений і певними об'ємами води, які необхідні для гідравлічно оптимальних умов руслоформування. За цими ознаками запропоноване районування території України за гідролого-екологічними умовами прояву руслових процесів.

Базуючись на існуючих підходах і враховуючи регіональні ознаки руслоформування на рівнинних річках України, нами обґрунтований і опробований ерозійний показник стійкості русел річок. Він базується на числі Лохтіна, але в нього введено ерозійний коефіцієнт та показник розпластаності русла. Такий підхід дозволив визначити стійкість русел для умов вільного та обмеженого прояву руслових процесів. Крім того цей показник має найкращу збіжність з натурними проявами руслових деформацій, і він рекомендується до застосування для рівнинних річок України [30].

Накопичений емпіричний матеріал з руслових процесів гірських річок і розроблені на його базі нові підходи щодо досліджень цих процесів дозволили «побудувати» достатньо струнку модель їх вивчення. В якості об'єктів дослідження виступили річки Українських Карпат, на яких майже щорічно протягом вказаного періоду проводились експедиційні роботи.

Одним з найбільш фундаментальних результатів було створення класифікації паводків на гірських річках за умовами їх впливу на руслові процеси і господарську діяльність. Враховуючи дослідження різних авторів та власні нові результати структура паводків, які мають місце на гірських водотоках включала в п'ять основних їх типів, а саме – руслозберігаючі, руслоконтролюючі, руслоформуючі, руслоруйнуючі та руслоруйнуючі з катастрофічними наслідками. Перші два з них віднесені до категорії пасивних, при проходженні яких система «потік-русло» має статичну рівновагу. Три останніх типи характеризуються як активні паводки і обумовлюють або динамічну рівновагу вказаної системи, а за умов руслоруйнуючих і вищих за них паводків – її порушення. Кожен із вказаних типів паводків несе в собі інформацію стосовно транспорту наносів, їх забезпеченості утворення або руйнування різних форм русла, відсутності або наявності видів руйнувань інженерних споруд, взаємодією з заплавою [10, 31]. Наведена класифікація дала можливість дещо по-новому оцінити роль паводків у процесах руслоформування на гірських річках і визначити їх руйнівну дію.

В цей же період були обґрунтовані і закладені (на р.Тересва) перші в Україні моніторингові ділянки спостережень за русловими процесами на гірських річках. До цього були розроблені методичні підходи стосовно видів робіт в системі вказаного моніторингу [32].

Сукупність руслових досліджень на гірських річках Закарпаття дозволила запропонувати (провідну роль в цьому процесі відіграла ст.н.с. Онищук В.В.) низку протипаводкових заходів, які стосуються регулювання русел цих водотоків. Зокрема була запропонована конструкція захиснорегулюючих дамб обвалування для гірських та передгірних ділянок річок, в основу якої закладений принцип неперервно-дискретної самоорганізації системи потік-русло. Вона пізніше отримала назву «ялинка» [33].

Вінцем цього періоду став успішний захист докторської дисертації Ободовським О.Г.(2002), яка з акумулювала в собі нові ідеї, нове бачення, нові екологічні підходи і практичні рекомендації стосовно гідролого-екологічного аналізу руслових процесів на рівнинних, гірських та зарегульованих річкових України.

З цього моменту починається **третій період** розвитку руслознавчих досліджень на кафедрі гідрології та гідроекології. Він продовжується і донині. Його характерною ознакою є органічне поєднання зрілих сформованих поглядів на руслові процеси в річках з новаторськими, досить сміливими новими підходами до їх аналізу. Перш за все це стосується участі співробітників кафедри в ряді міжнародних проектів та господарських тем, в яких в той чи інший спосіб відбувався розвиток уявлень про руслові процеси. Разом з тим, приємно відзначити появу нових кваліфікованих, талановитих учнів, (Коноваленко О.С., Ярошевич О.Є., Розлач З.В.) які вносять «новий струм» в «потік» руслознавчих досліджень. Їх спрямування наступні.

Враховуючи значний накопичений досвід в дослідженнях руслових процесів на Карпатських річках, були розроблені нові підходи щодо моніторингових оцінок процесів

руслоформування гірських річок шляхом ведення понять гідроморфологічного створу (ГМС), гідроморфологічного моніторингу (ГММ) та розроблення паспорту ГМС (на прикладі р.Лімниця) наведені положення склали основу гідроморфологічної оцінки річок [34].

На цих підходах базувалися дослідження руслових процесів в нижніх б'єфах дніпровських гідровузлів (на прикладі Канівської ГЕС). Результатом робіт було виділення зон (ерозійна, ерозійно-аккумулятивна, аккумулятивна) процесів руслоформування в зонах змінного підпору каскаду дніпровських водосховищ. Така обставина має не лише теоретичне (розуміння умов надходження і транспорту наносів), а й суттєве прикладне значення (встановлення ділянок ерозії та накопичення наносів в судноплавному руслі, будівництво комунікацій та гідротехнічних споруд, захист населених пунктів тощо) [35]. Крім вказаного, були визначені оптимальні витратні характеристики в нижньому б'єфі ГЕС, які дозволяють мінімізувати збитки від зміни стійкості русла Дніпра на цій ділянці. Отримані наукові здобутки щодо прояву руслових процесів в зонах змінного підпору каскаду дніпровських водосховищ збагатили не лише знання про ці процеси, а й дали можливість розробити рекомендації стосовно управління цими процесами.

Чи не найважливішою віхою сучасних руслознавчих досліджень на кафедрі є активне залучення її співробітників до участі у міжнародних проектах стосовно транскордонних річок із застосуванням основних положень Водної Рамкової Директиви ЄС. В цьому європейському документі законодавчо закріплені положення щодо формування і управління руслозаплавним комплексом річок, а саме гідроморфологічну оцінку річок, яка є частиною інтегрованого плану управління їх басейнами.

З цього часу починаються нові методичні та методологічні розробки стосовно гідроморфологічних підходів в оцінюванні річкових водних об'єктів. Вони здебільшого спираються на досвід таких європейських країн як Німеччина, Данія і Словаччина. Саме методичні гідроморфологічні розроблення останньої були використані при створенні першої вітчизняної методики гідроморфологічної оцінки річок, яка була апробована на річках басейну Тиси [15]. Структура цих методичних напрацювань має відповідність до основних положень європейського стандарту CE №14614 [36], який регламентує порядок використання основних оціночних показників русло-заплавного комплексу річок.

До основного методичного блоку цієї розробки входять протокольні оцінки дослідження місцевості та гідроморфологічної оцінки, який включає чотири основні категорії – русло річки, характеристики потоку, берег і прибережну зону та заплаву. Комплексність запропонованого підходу полягала ще й в тому, що до оціночних положень були долучені суто руслові дослідження, які стосувалися аналізу складу донних наносів та оцінки руслових переформувань. Сукупний аналіз наведених блоків дозволяє аргументовано визначити гідроморфологічний клас екологічного стану річки.

Дана розробка була б неповною і незавершеною, якщо б в ній не були обґрунтовані основні положення системи гідроморфологічного моніторингу та планування заходів із збереження та відновлення гідроморфологічного стану річок [15, 37].

Сучасний період наукових доробків характеризується також певними здобутками в аналізі руслових процесів річок Карпатського регіону. Тут розробляються не лише

традиційні протипаводкові науково-обґрунтовані схеми і заходи, а й встановлюються нові ідеї і підходи до дослідження руслових процесів гірських регіонів [13, 17, 24, 26, 32].

Це, з одного боку, був певний стрибок (випрямлення пружини) в осмисленні процесів взаємодії в системі «потік-русло-заплава», а з іншого суттєвий зріз у накопиченні та реалізації знань з руслової проблематики.

Викладення здобутків кафедри з теоретичного та прикладного руслознавства не було б повним і завершеним, якщо не згадати **майбутнє цього наукового спрямування**.

Насамперед це стосується таких основних позицій.

- На період сьогодення існує ще багато «білих плям» в розв'язанні проблем екологічного руслознавства з огляду на оптимізацію поєднання збереження та відновлення русел річок з реалізацією проти- паводкових заходів.
- Проблемою регіональних досліджень прояву руслових процесів є відсутність експедиційних досліджень для більшої частини річок України (малих, середніх і великих). Недостатність емпіричної інформації про процеси акумуляції і розмивання русел річок, та функціонування руслозаплавних комплексів оцінки впливу на них господарської діяльності на жаль не дозволяє в повному обсязі провести аналіз сучасного стану процесів руслоформування на річках України.
- Достатньо гострою і недостатньо дослідженою залишається проблема вивченості руслових процесів на малих і середніх рівнинних річках. На більшості з них, внаслідок суттєвого антропогенного впливу активний прояв мають процеси замулення і деградації русел, відбувається суттєве зростання їх стійкості, прослідковується нездатність гідравлічних характеристик потоку транспортувати наноси. В цьому контексті актуальним є завдання розроблення практичних заходів щодо збереження та покращення гідроекологічного стану русел середніх і, особливо, малих річок.
- Слід також продовжити дослідження руслових процесів у нижніх б'єфах ГЕС і надати їм новий імпульс з огляду на їх, управління практичну реалізацію результатів. Системне вивчення процесів руслоформування на цих ділянках річок складає основу для створення їх моніторингової мережі, яка матиме значну водогосподарську актуальність.
- Важливою перспективною проблематикою є доопрацювання та реалізація на рівнинних річках держави, які знаходяться в різних екорегіонах, методики їх гідроморфологічної оцінки, яка б мала узгодження з Водною Рамковою Директивою ЄС та не протирічила вітчизняному водному законодавству. Це вкрай необхідна річ з огляду на створення органів та планів управління річковими басейнами. Сюди ж можна віднести і охоплення вказаною оцінкою річок басейнів гірських регіонів. Вирізняються в цьому контексті транскордонні річки, особливо ті, які межують з країнами ЄС, де відповідні оцінки вже створені.
- Безперечно, актуальною залишається проблема дослідження русел гірських річок з огляду на розроблення нових екологічних підходів до протипаводкових заходів на руслозаплавних територіях. Їх екологічність полягає в тому, що захист

умов життєдіяльності та господарювання не повинен протирічити збереженню екологічного статусу водотоку.

- Багато прогалин залишається в ідентифікації та типологізації річкових водних об'єктів. Це здебільшого нові для річок країни підходи, але їх неврахування може призвести до некоректних визначень типів русел та характеру прояву руслових процесів в системі «потік-русло-заплава».
- Майже з чистого аркуша починається проблема створення системи моніторингу руслових процесів на гірських та рівнинних річках України. Реалізація цих питань багаті значною кількістю «підводних каменів». Але їх вирішення дозволить оптимізувати процеси управління як русловими процесами в річках зокрема, так і управлінням річковими басейнами взагалі.
- Безсумнівно, одним з головних пріоритетів в руслознавчих дослідженнях є розроблення та реалізація основних положень, пов'язаних із управлінням русловими процесами. Абсолютно зрілою є ситуація щодо створення структурованої системи управління русловими процесами на рівнинних і гірських річках. В цьому контексті важливим елементом є розроблення методичних підходів щодо оцінки та управління гідроморфологічною якістю річок з урахуванням положень європейського водного законодавства. Слід також відмітити, що управління русловими процесами має поєднувати як екологічні аспекти руслоформування, так і основні положення протипаводкового захисту.
- Дуже важливим питанням майбутнього в руслознавчій науці на кафедрі, є створення монографічних видань, в яких мають бути узагальнені наукові здобутки університетських дослідників. В цьому контексті накладаю великі сподівання на молодих науковців, які повинні зробити перші фундаментальні кроки до солідних наукових видань.
- Важливим сегментом в руслознавчому комплексі є розроблення навчально-методичної літератури та підготовки висококваліфікованих кадрів, які б мали науковий ступінь. Саме нарощування наукового потенціалу з даної проблематики може забезпечити надійне майбутнє розвитку на Україні руслознавства як науки і практичної реалізації результатів її досліджень.

Все висловлене вище дозволяє підвести підсумок, який свідчить про активне функціонування на кафедрі гідрології та гідроекології напрямку досліджень, який опікується теоретичними, прикладними і освітніми питаннями руслознавства. Є глибокі переконання, що розвиток цього напрямку знаходиться в площині поєднання досвіду визнаних в цій галузі вчених і наполегливості, динамічності та ефективності у вирішенні руслознавчих питань талановитою молоддю з університетською освітою. Такий симбіоз має бути приречений на успіх.

### Список використаної літератури

Ободовський А.Г., Цайтц Е.С. О влиянии расходов воды на русловой процесс в реках // Физическая география и геоморфологи. – К.: вып. 27, 1982. – С.125–131.

Русловые процессы на предгорных участках рек / Розовский И.Л., Базилевич В.А., Гайдученко В.М., Бухинин М.Н., Кафтан А.Н. – Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда. – 1976. – Т.10). – С.115–121.

Бухин М.Н., Онищук В.В. Экспериментальные исследования самоотмстки русел предгорных участков рек // Мелиорация и водное хозяйство. – К.: Урожай. Вып. 38. – С. 44–50.

Бухин М.Н., Онищук В.В. Экспериментальные исследования самоотмстки русел предгорных участков рек // Мелиорация и водное хозяйство. – К.: Урожай. – 1976. – Вып.38. – С. 44–50. 5. Гринько Р.И., Розовский И.Л. Теория и опыт капитальных выправительных работ на Днепре. – К.: Изд-во АН УССР. – 1962. – 128 с.

Ободовский А.Г. Руслоформирующие расходы воды рек равнинной части Украины. Автореферат дисс. на соиск. ученой степени канд.геогр.наук. – М.: МГУ, 1988. – 21 с.

Ободовский А.Г. Методика определения экологически допустимых расходов воды как фактора руслоформирующей деятельности рек // в Межвузовское координационное совещание по проблемам эрозионных, русловых и устьевых процессов. – Ташкент. – 1991. – С. 90–91.

Беркович К.М., Чалов Р.С. Экологическое русловедение: объект и проблемы исследований // Гидротехническое строительство. – 1992. – №2. – С. 4–7.

Шуляренко І.П. Оцінка горизонтальних руслових деформацій та стійкості русел малих і середніх річок басейну Дніпра (в межах України). Автореферат дис. на здобуття наук. ступеня канд.геогр. наук. – К.: КНУ імені Тараса Шевченка. – 1998. – 16 с.

Ободовський О.Г. Оцінка стійкості русел і класифікація паводків гірських річок // Україна та глобальні процеси: географічний вимір. Збірник наук.праць VIII з'їзду УГТ. – Луцьк.: Вежа. – Том 2. – 2000. – С. 205–209.

Ободовський О.Г. Гідролого-екологічна рцінка руслових процесів (на прикладі річок України). – К.: Ніка – Центр, 2001. – 274 с.

Ободовський О.Г. Регіональний гідролого-екологічний аналіз руслових процесів. Автореферат на здобуття наук. ступеня доктора геогр. наук. – К.: КНУ імені Тараса Шевченка. – 31 с.

Ободовський О.Г., Онищук В.В. Вивчення руслових процесів річок басейну Тиси з метою розробки комплексу протипаводкових заходів // Географічні основи охорони навколишнього середовища. За ред. Я.Б. Олійника. – К.: Ніка Центр, 2006. – С. 157–178.

Водна Рамкова Директива ЄС. 2000/06/ЄС/. Основні терміни та визначення. К.: 2006. – 240с.

Ободовський О.Г., Ярошевич О.Є. Гідроморфологічна оцінка якості річок басейну Верхньої Тиси. –К.: Інтертехнодрук. – 2006. – 70 с.

Результати аналізу гідроморфологічної якості річок екорегіону Карпати на прикладі басейну Ужа. (Ободовський О.Г., Онищук В.В., Коноваленко О.С. та ін. // В зб.: Науково практична конференція «Вода та довкілля». – с. 12–17.

Ободовський О.Г., Онищук В.В., Ярошевич О.Є. Оцінка гідроморфологічного стану річок басейну Ужа за даними моніторингових досліджень та комплексу руслових розрахунків // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – Т. 15., К.: ВГЛ «Обрії». – 2008. – С. 77–86.

Ободовський О.Г., Ярошевич О.Є. Методичні засади гідроморфологічної оцінки якості річок Українських Карпат // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – К.: Том ВГЛ «Обрії». – Том.11., 2006. – С. 37–45.

Obodovsky A. The assessment of Ukraining riverbed deformation //Sediment transfer through the fluvial system. IAHS publication 288. – Moscow. – 2004. – p. 253–260.

Obodovskiy A. Asics of hydroeuviromental analysis of riverbed processes. /Sediment transfer through the fluvial system. Poster report booklet. IAHS publication. – Moscow. – 2004. – p. 48–55.

Obodovsky A. Yarochevitch A. Hydromorphological assessment of river quality within Ukraine. Conference abstracts// XXI Conference of the danubion countries on the hydrological forecasting and hydrological bases of water management. – Beograde. 2006. – p. 103.

Obodovsky O.G., Onysshuk V.V. Evolution of riverbed on the rivers of Ukraine Carpathian mountains./Procudings of the 10-th International Symposium on River Sedimentation. – Moscow.: – 2007. – Vol. II. – p. 329–337.

Коноваленко О.С. Гідроморфологічна оцінка руслових процесів гірських річок на прикладі басейну Верхньої Тиси. Автореферат дис. на здобуття наукового ступеня канд.геогр.наук. – К.: 2007. – 19 с.

Науково-методичні аспекти визначення гідроморфологічного стану гірських річок за даними руслових розрахунків (на прикладі верхів'я р.Боржава / Онищук В.В., Ободовський О.Г., Дупляк В., Головань В., П'ятковський В.) // Водне господарство України. – К.: №4, 2008. – С. 27–37.

Руслові процеси в умовах проходження катастрофічних паводків. Звіт з НДР №08ДП050-03 № д.р.0108U007955 / Ободовський О., Онищук В., Коноваленко О., Розлач З. та ін.). – К.: КНЦ імені Тараса Шевченка, 2008. – 174 с.

Впровадження методики гідроморфологічної оцінки якості річок басейну Латориці для прийняття оптимальних управлінських рішень. Звіт по НДР №08ДП050-03)». №д.р.0108U007524 / Ободовський О.Г., Онищук В., Коноваленко О., Розлач З., Ярошевич О. – К.: КНЦ імені Тараса Шевченка, 2008. – 163 с.

Ярошевич О.Є. Гідроморфологічна оцінка екологічного стану річок басейну Тиси в межах України. Автореферат дис. на здобуття наукового ступеня канд.геогр. наук. – К.: 2008. – 20 с.

Розлач З.В. Аналіз вертикальних руслових деформацій річок басейну Верхнього та Середнього Дністра Автореферат дис. на здобуття наукового ступеня канд.геогр. наук. – К.: 2009. – 20 с.

Ободовський О.Г. Концептуальні положення гідроекологічної оцінки прояву руслових процесів // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – К.: Том 2, 2001. – С. 146–156. 30. Ободовський О.Г. Оцінка стійкості русел річок України // Економічна та соціальна географія. – К.: Вип.51. – 2001. – С. 107–115.

Ободовський О.Г., Онищук В.В., Коноваленко О.С. Руслоформуючі витрати та класифікація паводків на гірських річках // Вісник Київського університету. Географія. Вип. 48. 2002. – С. 42–47.

Ободовський О.Г., Онищук В.В., Ярошевич О.Є. Аналіз руслових процесів та рекомендації щодо управління русло-заплавним комплексом на передгірно-рівнинній ділянці Тиси // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – К.: 2005. – С. 69–88.

Онищук В.В., Ободовський О.Г. Методологічні аспекти раціонального регулювання русел гірських річок // Екологічні та соціально-економічні аспекти катастрофічних стихійних явищ у Карпатському регіоні (повені, селі, зсуви). – Рахів: 1999. – С. 261–266.

Гідроекологічна безпека урбанізованих заплавлених територій у басейні р.Лімниця / Ободовський О.Г., Онищук В.В., Розлач З.В., Яцюк М.В. // Картографія та вища школа. – К.: вип.10. 2005 р. – С. 140–147.

Ободовський О.Г., Онищук В.В., Гребінь В.В. Оцінка гідроморфологічного стану нижнього б'єфу Канівського гідровузла // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – К.: Том 11, 2006. – С. 101–100.

Європейський стандарт Е№14614. Якість води – Керівний стандарт оцінки гідроморфологічних параметрів річок. – К.: 2006. – 26 с.

Ободовський О.Г. Обґрунтування гідроморфологічного моніторингу річок екорегіону Карпати. // В зб. «Ерозійно-аккумулятивні процеси і річкові системи освоєних територій. – Львів.: ЛНУ ім. І.Франка. 2006. – С. 45–54.