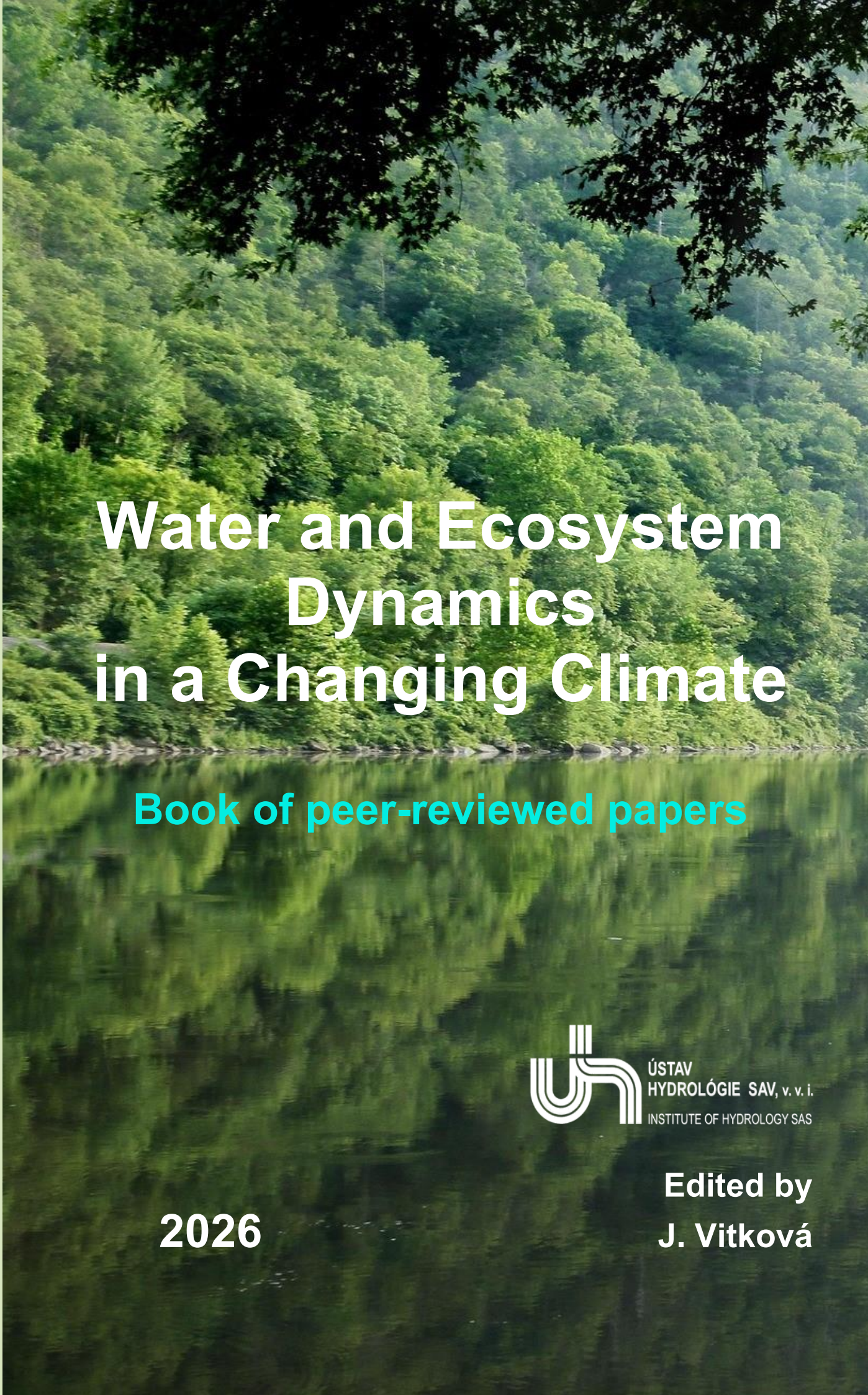


# Water and Ecosystem Dynamics in a Changing Climate

## Book of peer-reviewed papers

ÚSTAV HYDROLÓGIE SAV, v. v. i.
INSTITUTE OF HYDROLOGY SAS

Edited by
J. Vitková

2026

**J. Vitková**
**Editor**

# Water and Ecosystem Dynamics in a Changing Climate




**Slovak Academy of Sciences, Institute of Hydrology**

**Bratislava 2026**

The final version of the Book of papers was prepared by the Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences.
All papers were peer-reviewed by two reviewers.

**Reviewers:**
Ing. Peter Valent, MSc PhD
doc. Ing. Michaela Danáčová, PhD.
Dr. Temur Avaliani
Dr. Otar Kurtsikidze
Mgr. Libor Mikl, PhD.
Mgr. Miloš Rusnák, PhD.
Dr. Péter Gergő Katona
Mgr. Peter Ronček, PhD.
Ing. Zbyněk Bajtek, PhD.
Ing. Martin Jančo, PhD.
Ing. Justína Vitková, PhD.
Ing. Lucia Toková, PhD.
Ing. Natália Botková, PhD.
Mgr. Anton Zvala, PhD.
Mgr. Radoslav Schügerl, PhD.
MSc. Saeid Okhravi, PhD.
MSc. Igor Leščešen, PhD.
Ing. Ľubomír Lichner, DrSc.

© IH SAS, 2026

**ISBN: 978-80-89139-71-2**
**EAN: 9788089139712**

How to cite the paper in this book:

Authors, Title of the paper. In: Vitková, J. (ed.), 2026. Water and Ecosystem Dynamics in a Changing Climate. IH SAS, E-Book, Bratislava, p. 146. ISBN: 978-80-89139-71-2.

Title: Water and Ecosystem Dynamics in a Changing Climate
Editors: Justína Vitková

Publisher: Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences, Bratislava
Electronic Book

Pub Date: November, 2026
Pages: 146

# PREFACE

It is my pleasure to introduce the book of peer-reviewed papers "*Water and Ecosystem Dynamics in a Changing Climate*", published by the Institute of Hydrology SAS, which brings together research from Slovakia and abroad to discuss water regime dynamics in the soil–plant–atmosphere system and the contributing effects of climate change. The title of our book reflects how far our research theme has grown: water is no longer studied only as a flux through soil and vegetation, but as the thread connecting ecosystems, landscapes and the people who depend on them.

The year 2026 gave us an unusually sharp reminder of why this matters. A precipitation deficit that began in winter deepened into a season-long soil drought, two heat waves pushed temperatures to 40 °C, and the Danube in Bratislava recorded its lowest July flow since measurements began – followed in October by the lowest discharge in the entire observational record. Springs and groundwater levels fell across much of the country, and agriculture bore the cost. These are not isolated anomalies; they are the kind of conditions our models and monitoring networks must now treat as a baseline scenario.

The studies collected here – on subsurface and surface water hydrology, water quality, soil hydraulic properties, soil amendments, and the response of catchments and ecosystems to climate variability – offer the measurements, experiments and models needed to understand these dynamics and to adapt to them. I am especially glad to see the strong participation of doctoral students and early-career researchers, whose work makes up a substantial part of this Electronic Book.

On behalf of the Institute of Hydrology SAS, I thank all authors and reviewers for their contributions, and I wish all readers an inspiring and productive reading.

Ing. Peter Šurda, PhD.
Director
Institute of Hydrology SAS

# CONTENT

**EFFECT OF AQUATIC VEGETATION ON THE MANNING´S COEFFICIENT FOR GABČÍKOVO – TOPOĽNÍKY CHANNEL ..... 8**
Radoslav Schügerl ..... 8

**PODZEMNÍ VODA JAKO ZDROJ PRO ZÁVLAHY ..... 17**
Jaroslav Rožnovský, Markéta Holíková ..... 17

**KONCEPTUALIZÁCIA KOEVOLÚCIE RIEČNEJ KRAJINY A NOVOVZNIKAJÚCEHO SÍDLA – PRÍPADOVÁ ŠTÚDIA RÓMSKEJ OSADY V PRIBYLINE ..... 27**
Marián Jančovič ..... 27

**ASSESSMENT OF CURRENT TRENDS IN RAINFALL-INDUCED FLOOD ACTIVITY IN THE UKRAINIAN PART OF THE PRUT RIVER BASIN (1958–2023) ..... 41**
Stanislav Moskalenko ..... 41

**STANOVENIE VPLYVU DUSÍKA A FOSFORU V RIEKACH A TOKOCH ..... 54**
Viera Kováčová ..... 54

**VPLYV DEFICITU ZRÁŽOK NA VÝVOJ POČETNOSTI LYKOŽRÚTA SMREKOVÉHO V REGIÓNE HOREHRONIE ..... 63**
Eduard Tomkuliak, Katarína Střelcová ..... 63

**VPLYV HYDROGÉLU NA NASÝTENÚ HYDRAULICKÚ VODIVOSŤ PÔD S ROZDIELNYM ZRNITOSTNÝM ZLOŽENÍM ..... 75**
Justína Vitková, Agnieszka Tomczyk-Nazarczuk, Olena Syrik, Desmond Kwayela Sama, Katarzyna Szewczuk-Karpisz, Monica S. Chandramohan, Peter Šurda ..... 75

**NÁVRH MODELU PRE ODHAD ZÁSOBY VODY A PUKLINOVEJ PÓROVITOSTI NA ZÁKLADE VERTIKÁLNYCH POHYBOV PÔDY ..... 81**
Milan Gomboš, Branislav Kandra, Andrej Tall, Dana Pavelková ..... 81

**HYDRAULIC CONDUCTIVITY OF FOREST SOIL AFTER HEATING TO DIFFERENT TEMPERATURES ..... 90**
Anton Zvala ..... 90

**COMPARATIVE ASSESSMENT OF LONGITUDINAL DISPERSION COEFFICIENT FORMULATIONS UNDER DIFFERENT HYDRAULIC AND GEOMETRIC CONDITIONS ..... 97**
Hadeer Ahmed, Yvetta Velísková ..... 97

**DYNAMIKA VLHKOSTI PÔDY V DÔSLEDKU APLIKÁCIE BIOUHLIA NA POĽNOHOSPODÁRSKY VYUŽÍVANEJ PÔDE ..... 105**
Peter Rončák, Justína Vitková ..... 105

**PŮDNÍ SUCHO 2026 V ČESKÉ REPUBLICE V KONTEXTU HISTORICKÉHO A BUDOUCÍHO VÝVOJE ..... 111**
Zdeněk Žalud, Lenka Hájková, Martin Možný, Jakub Bohuslav,..... 111
Pavel Zahradníček, Miroslav Trnka ..... 111

**SEZÓNNA VARIABILITA A DLHODOBÉ TRENDY TEPLOTY VODY A ROZPUSTENÉHO KYSLÍKA VO VODÁRENSKEJ NÁDRŽI HRIŇOVÁ V ROKOCH 1999–2025..... 118**
Erik Harman, Yvetta Velísková ..... 118

**HODNOTENIE HYDROLOGICKEJ SITUÁCIE V LETNEJ SEZÓNE 2026 Z HĽADISKA PODZEMNÝCH VÔD ..... 131**
Lucia Hagara Pivarčiová, Samuel Radič, Michaela Blažeková ..... 131

**KALIBRÁCIA PÔDNYCH VLHKOMEROV TOMST V PODMIENKACH EXTRÉMNEHO PÔDNEHO SUCHA ..... 140**
Samuel Kováč, Elena Aydin, Zlatica Muchová ..... 140

# EFFECT OF AQUATIC VEGETATION ON THE MANNING´S COEFFICIENT FOR GABČÍKOVO – TOPOĽNÍKY CHANNEL

**Radoslav Schügerl**
Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences

*Corresponding author: Radoslav Schügerl, Institute of Hydrology SAS, Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava, Slovakia, email: schugerl@uh.savba.sk*

## ABSTRACT

The goal of this study was to investigate the variation of flow conditions along the Gabčíkovo – Topoľníky channel (Žitný Island) on the base of Manning´s roughness coefficient value. This coefficient is not easy to determine and its value is varying constantly during the growing season, esspecially in a lowland stream with aquatic vegetation occurence. Vegetation impedes the water flow and may increase flood risks. Thus, determining the effect of aquatic vegetation on flow conditions in streams is very important for estimation of hydrodynamics in natural streams. Measurements performed during growing season at the Gabčíkovo – Topoľníky channel stream were used for an evaluation of vegetation impact on flow conditions. Field measurements included measuring flow velocity, cross-section detph, water level elevation and discharge. The variations of roughness coefficients of Gabčíkovo – Topoľníky channel are presented in Manning's equation, and the results reveal that the n value increases with the decreasing of flow velocity and average depth. Manning's coefficient value found in this study is in the range of 0,020 to 0,079. The outcomes of this study can be concluded that the variation of Manning's coefficient value is influenced by the cross-section profile characteristic, flow depth, slope of channel, and especially quantity of submerged vegetations in the channel.

**Keywords:** Manning´s coefficient, flow condition, aquatic vegetation

## INTRODUCTION

The channel roughness is affected by a lot of factors which are difficult to translate into a single value. Determine the Manning coefficient for vegetated streams than for open channel flow (Green, 2005). Also, Vereecken et al. (2006) showed that seasonal variations in the aquatic vegetation have an important influence on the flow resistance. It is possible to estimate the value, but the deviation from reality may be large.

The flow regime in channels or in surface water at lowland territories during the growing season is often very strongly influenced by the occurrence of aquatic vegetation. From a hydrodynamic point of view, water plants alter the size and distribution of flow velocities at a large rate; they increase the stream bed roughness and decrease the discharge capacity of a stream. As the progress of water plants runs, the coefficient of roughness value is changed. In general, this parameter determines the extent of flow resistence and impacts the flow capacity of channels or watercourses. For correct design or computation of flow in an open channel, it is necessary to evaluate the flow resistance to a stream, which is typically represented by a roughness parameter, such as Manning's (Carollo et al., 2002; Cassan et al., 2015). Its determination is not easy for natural streams, because the characteristics of channels and the factors that affect channel capacity can vary greatly; furthermore, the combinations of these factors are numerous. Therefore, the selection of roughness for natural and constructed channels is often based on field judgment and personal skill, which are acquired mainly through experience (De Doncker et al. 2009; Velísková et al., 2017).

The aim of this contribution is to demonstrate, on the basis of results from experimental field measurements on the Gabčíkovo – Topoľníky channel (Žitný Island – Slovakia), how the sprouting of vegetation in a stream bed influences channel's flow conditions and its capacity.

## METHODS AND DATA

The measured discharges and water levels are used for the calculation of the roughness coefficient of the stretch, making use of the Manning equation (Chow, 1959). Manning's equation uses a single parameter, *n*, to represent the frictional nature of a given channel cross section, and hydraulic reference manuals provide roughness guides for channels based on their composition and morphology. A channel's reference roughness is meant to be constant for all withinbank flows; however, studies of flow in natural rivers have frequently found variability in Manning's coefficient value *n*, often in the form of a nonlinear, inverse relationship between *n* and stage or discharge.

Hydraulic data as water levels and discharges are necessary, but also topographical data of the river bed and banks have to be collected. While carrying out velocity measurements in the river, the water depth and consequently, the bottom profile is registered.
There are various approaches how the roughness can be expressed, for example description with constant roughness coefficient through the Chézy formula, the Dardy-Weisbach equation, the Manning´s equation or roughness coefficient dependent on flow characteristics, for example the Strickler and Keulegan approach. In addition, there is known a new approach for determination of aquatic vegetation resistence, mainly for flexible submerged vegetation (Kutija & Hong, 1996; Stone & Shen, 2002; Wilson, 2007).
Most often description of hydraulic resistance can be found in literature as:

- *Manning´s equation:* $v = \frac{1}{n} R^{2/3} i_o^{1/2}$ (1)

- *Darcy-Weisbach equation:* $v = \sqrt{\frac{8g}{f}} \sqrt{R i_o}$ (2)

- *Chézy´s equation:* $v = C \sqrt{R i_o}$ (3)

where:
$v$ – mean flow velocity ($m.s^{-1}$),
$R$ – hydraulic radius (m),
$i_o$ – water level slope,
$n$ – Manning´s roughness coefficient ($s.m^{-1/3}$),
$g$ – gravity acceleration ($m.s^{-2}$),
$C$ – Chézy´s coefficient ($m^{1/2}.s^{-1}$).

Channel roughness is influenced by grain size of the bedmaterial, the surface irregularities of the channel, the channel bed forms (such as ripples and dunes), erosion and deposition characteristics, meandering tendencies, channel obstructions (downed trees, exposed root wads, debris, etc.), geometry changes between channel sections, vegetation along the bankline and in the channel, etc. One single value of the roughness coefficient has to include all these parameters. Furthermore, as vegetation is strongly dependent on the season, the roughness coefficient can be fairly different for summer and winter conditions.

There are many vegetation characteristics that affect the hydraulic resistance in vegetated channels. The first important vegetation characteristic that affects the flow resistance is the geometry of the vegetation itself, concerning the taxonomy of the species as the branching index, the density of the shoots, the maximum level of growth that each species can reach in a cross section, the seasonal presence of the plant. In addition to this, there is a hydraulic parameter which considers the characteristic dimension of the vegetation in relation to flow conditions. One of the main problems in vegetated channel is the determination of the vegetation height. This can be solved if the flexural and drag properties of the vegetation are known. Flow over flexible vegetation induces bends and reduces the height of the vegetation stems. As a result, the flow-vegetation interactions are reduced. The vegetation configuration depends on flexural rigidity and density of the vegetation itself. These characteristics depend essentially on the species. The blockage factor *B* is the parameter that measures the portion of the channel blocked by vegetation, or equivalently the proportion of the channel containing vegetation. Several types of blockage factors have been proposed in the literature (Boscolo, 2014).

Evaluation of the impact of aquatic plants on flow conditions in a lowland stream is complicated. Nevertheless, it is possible to determine the value of the roughness coefficient *n* for a stream reach by using the Chézy – Manning equation for steady uniform flow condition (Eq. 5):

$$n_m = \frac{A_m R_m^{2/3} i_{om}^{1/2}}{Q_m} \qquad (4)$$

where:
$i_o$ - water level slope,
$A$ - discharge area ($m^2$),
$R$ - hydraulic radius (m),
$Q$ - discharge ($m^3.s^{-1}$),
$m$ - means a measured value.

This approach is used also in this study.

Field measurements, related to the investigation of submerged vegetation impact on flow in a lowland stream, were performed along the Gabčíkovo – Topoľníky channel (Žitný Island - ŽI). It is flat area and one of the most productive agricultural region of Slovakia. Žitný Island lies between two branches of the Danube River, on which this river is divided just below the Slovak capital Bratislava: the Danube and the Small Danube.

The Gabčíkovo-Topoľníky channel is the biggest one from three main channels of the channel network at Žitný Island (besides Chotárny and Komárňanský channel). The Gabčíkovo-Topoľníky channel was built primary for drainage, later it was used also for irrigation. The length of the Gabčíkovo-Topoľníky channel is about 30 km. Its width oscillated between 11,5 – 17,5 m along the channel, its depth registered maximal values up to 2.6 m (according to located cross-section profiles). Sixteen observing cross-section profiles were selected along the Gabčíkovo-Topoľníky channel; their locations are shown in Fig. 1. Measurements were carried out from rkm1 to rkm17 (in each kilometre, except rkm 14).

Cross-section profiles parameters - channel width, distribution of water depth along the cross-section profile width, water levels (by levelling device), discharges and velocity distribution in

the cross-section profile (by ADV method – Acoustic Doppler Velocimeter - River Surveyor device) were measured (Fig. 2). This device is suitable for measurements of deeper streams. Example of record of measurement by River Surveyor device is shown in the Fig. 3 (for cross-section profile without submerged vegetation) and in the Fig. 4 (cross-section profile with submerged vegetation). All field measurements were done during one week at the beginning of summer. Data used for roughness coefficient determination are from the channel segments with steady uniform flow conditions.

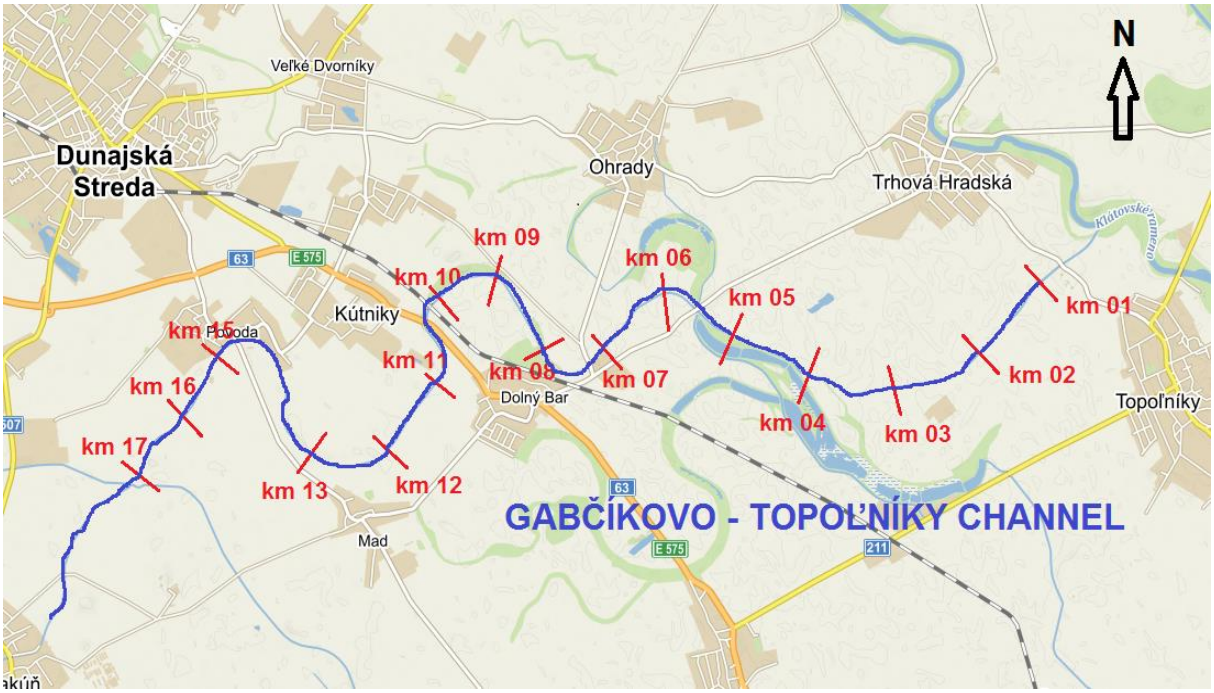



**Fig. 1. Map of the Gabčíkovo – Topoľníky channel (measurements cross-section profiles in particular kilometers).**



**Fig. 2. Acoustic Doppler Velocimeter – River Surveyor device for measurement velocity profile and discharge.**

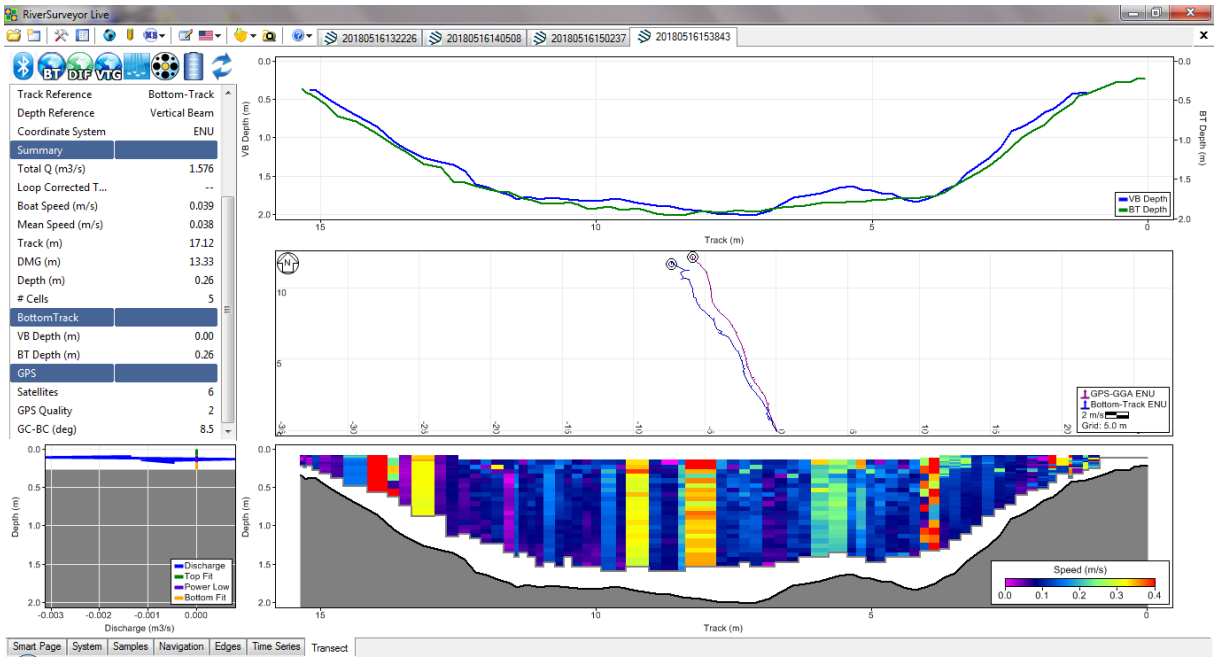



**Fig. 3. Record of measurement by River Surveyor device (cross-section profile without vegetation).**

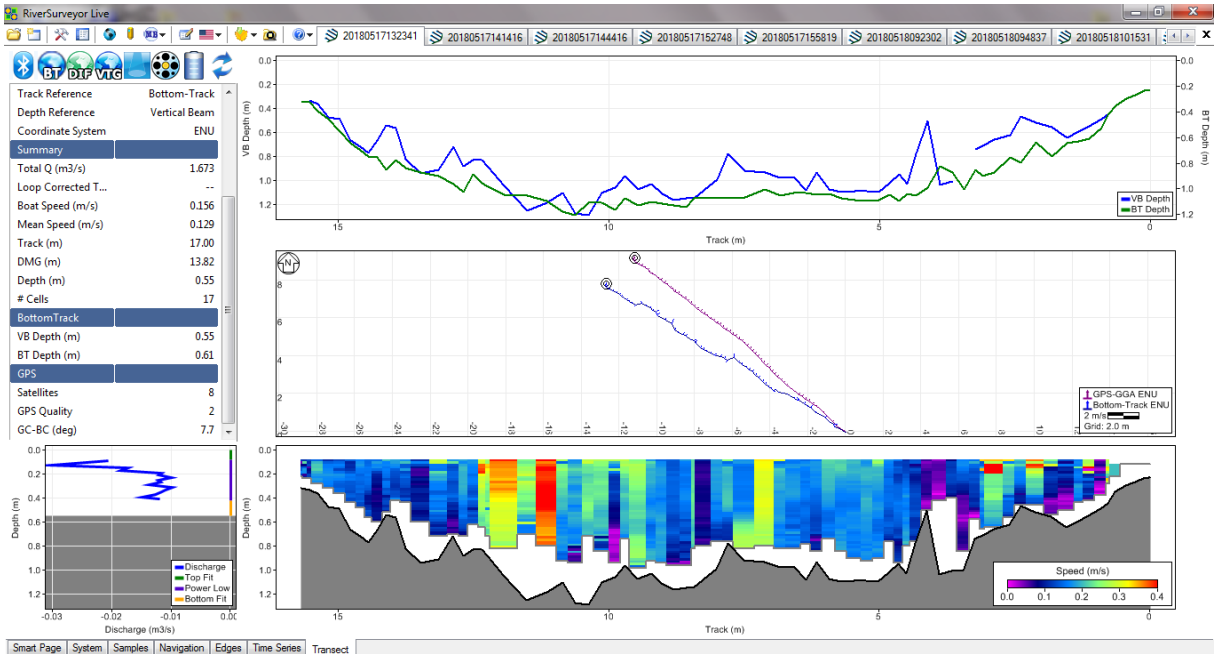



**Fig. 4. Record of measurement by River Surveyor device (cross-section profile with submerged vegetation – peaks on the bed- stream indicated growing up vegetation).**

## RESULTS AND DISCUSSION

Ranges of measured data are condensed in Table 1 (for each measured kilometer, except rkm 14). Table 1 contain number of measured cross-section profile (rkm), width ($w$), average depth ($d$), cross-section profile area ($A$), wetted perimeter ($P$), hydraulic radius ($R$), mean flow velocity ($v$) and elevation about sea level (m.a.s).

**Table 1. Summary of measured and calculated data for Gabčíkovo – Topoľníky channel (for measured - rkm)**

| rkm | width (m) | average depth (m) | area ($m^2$) | wetted perimeter (m) | hydraulic radius (m) | flow velocity (m/s) | elevation about sea level (m.a.s) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 01 | 15,5 | 0,72 | 24,49 | 20,25 | 1,210 | 0,084 | 110,632 |
| 02 | 14,5 | 0,41 | 19,88 | 18,25 | 1,089 | 0,097 | 110,671 |
| 03 | 16,5 | 0,39 | 17,11 | 16,50 | 1,037 | 0,118 | 110,685 |
| 04 | 16,0 | 0,68 | 19,22 | 18,31 | 1,050 | 0,100 | 110,689 |
| 05 | 13,5 | 0,67 | 15,50 | 15,65 | 0,990 | 0,112 | 110,732 |
| 06 | 16,0 | 0,32 | 10,70 | 17,87 | 0,599 | 0,170 | 110,776 |
| 07 | 17,5 | 0,21 | 15,17 | 18,34 | 0,827 | 0,118 | 110,808 |
| 08 | 17,0 | 0,48 | 11,52 | 18,15 | 0,635 | 0,165 | 110,905 |
| 09 | 15,0 | 0,46 | 10,10 | 14,50 | 0,697 | 0,128 | 110,935 |
| 10 | 14,5 | 0,33 | 11,75 | 15,91 | 0,739 | 0,155 | 111,060 |
| 11 | 16,5 | 0,55 | 12,21 | 17,82 | 0,685 | 0,137 | 111,168 |
| 12 | 15,5 | 0,36 | 11,51 | 17,18 | 0,670 | 0,126 | 111,214 |
| 13 | 16,0 | 0,43 | 11,96 | 16,59 | 0,721 | 0,132 | 111,305 |
| 15 | 11,5 | 0,38 | 9,51 | 8,87 | 1,072 | 0,139 | 111,462 |
| 16 | 14,5 | 0,40 | 6,98 | 13,24 | 0,527 | 0,128 | 111,612 |
| 17 | 16,0 | 0,26 | 19,76 | 17,32 | 1,141 | 0,080 | 111,670 |
| Average | **15,375** | **0,44** | **14,21** | **16,54** | **0,856** | **0,124** | **111,020** |

Table 2 contains measured data of elevation above sea and calculated data of water level change ($\Delta d$), water level slope ($i_o$) and Manning´s roughness coefficient ($n$). The roughness coefficient value in the sprouted stream bed is changing during the growing season depending on aquatic vegetation growth. In consequence of raised roughness, the velocity profile is changing and thereafter the discharge capacities are also changed. Value of the Manning´s roughness coefficient by Chow (1959) for channels not maintained (dense uncut weeds, the high equals flow depth) is from 0,050 to 0,120 or channels with dense brush is from 0,080 to 0,140.

**Table 2. Summary of calculated data for Gabčíkovo – Topoľníky channel (between cross-section profiles - rkm)**

| rkm | Δ water level (cm) | water surface slope | **Manning´s coefficient ($m^{-1/3}.s$)** |
|---|---|---|---|
| 01-02 | 3,9 | 0,000039 | **0,075** |
| 02-03 | 1,4 | 0,000014 | **0,036** |
| 03-04 | 0,4 | 0,000004 | **0,018** |
| 04-05 | 4,3 | 0,000043 | **0,063** |
| 05-06 | 4,4 | 0,000044 | **0,037** |
| 06-07 | 3,2 | 0,000032 | **0,031** |
| 07-08 | 9,7 | 0,000097 | **0,051** |
| 08-09 | 3,0 | 0,000030 | **0,028** |
| 09-10 | 12,5 | 0,000125 | **0,056** |
| 10-11 | 10,8 | 0,000108 | **0,050** |
| 11-12 | 4,6 | 0,000046 | **0,039** |
| 12-13 | 9,1 | 0,000091 | **0,058** |
| 13-15 | 15,7 | 0,000157 | **0,058** |
| 15-16 | 15,0 | 0,000150 | **0,079** |
| 16-17 | 5,8 | 0,000058 | **0,065** |
| Average | **6,92** | **0,000069** | **0,049** |

Distribution of submerged vegetation along Gabčíkovo – Topoľníky channel is different. However, because the measurements were carried out in the beginning of summer, there are a

lot of reaches with large amount of submerged vegetation in cross-section profiles. In this case, the Manning´s coefficient increases rapidly with the amount of submerged vegetation.
Variation of Manning´s coefficient along the Gabčíkovo-Topoľníky channel is summarized in Table 2. The highest value is in between river kilometers 15-16 (0,079), the lowest value is in rkm 03-04 (0,018). Average value for all cross-section profile is 0,049. Diaz (2005) claimed that the variations in the *n* values diminish when the slope increases. For intermediate flows in which the flow depth is greater than the height of vegetation (the grasses submerged), the *n* values decrease as average velocity increases. The decrease of *n* is regarded as a result of the increase of plant bending and submergence when velocity increases. For unsubmerged vegetation, Ding et al. (2004) hypothesized that an increase in flow depth less than that required to top the vegetation causes little change in the mean velocity. Therefore, flow resistance tends to increase with the depth. The roughness coefficients *n*, varies with the type of vegetative cover, longitudinal slope, and average flow depth.
Figure 5 shows the variation of the Manning´s coefficient and slope values along the evaluated channel reach.
Figure 6 shows growth of the slope value with value of the Manning´s coefficient at all evaluated cross-section profiles along Gabčíkovo – Topoľníky channel. Trend is relatively steep, when we compared this trend with other interdependences between Manning´s coefficient and flow velocity (Fig. 7) or average depths (Fig. 8). At the same time, there is the opposite course of the trend.

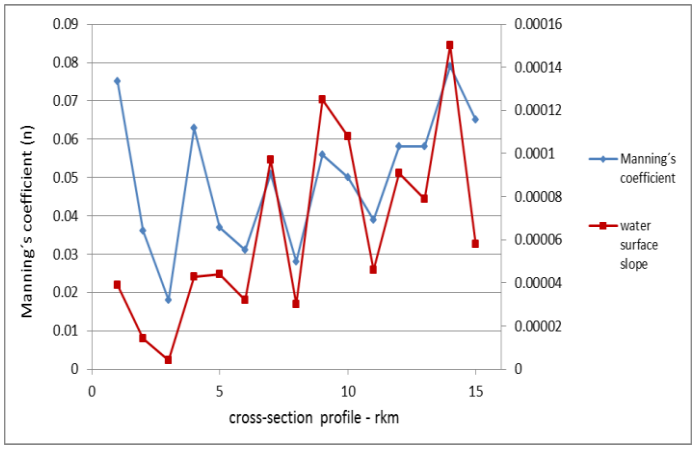



**Fig. 5. Variation of Manning´s coefficient and slope along evaluated reach of the Gabčíkovo – Topoľníky channel.**

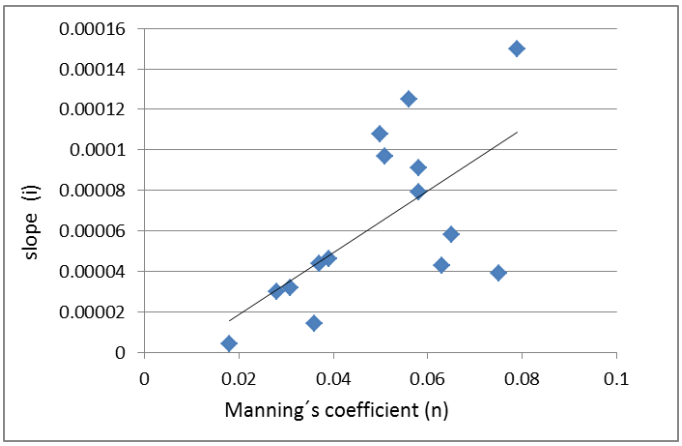



**Fig. 6. Interdependence between values of slope and Manning´s coefficient at all evaluated cross-section profiles along Gabčíkovo – Topoľníky channel.**

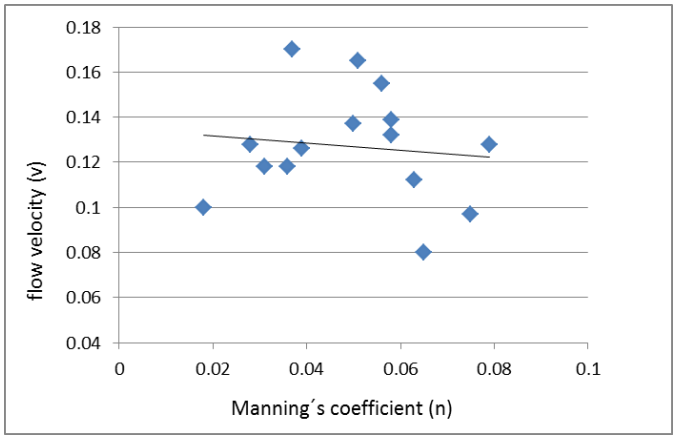



**Fig. 7. Interdependence between values of flow velocity and Manning´s coefficient at all evaluated cross-section profiles along Gabčíkovo – Topoľníky channel.**

When it comes to flow velocity values (from 0,080 $m.s^{-1}$ for rkm 17 to 0,170 $m.s^{-1}$ for rkm 06), we observe a relatively small decline in the trend of the measured data (Fig. 7). We can state, that with decreasing values of the flow velocities are higher values of the Manning´s coefficient. On the Figures 3 and 4 we see the course of velocity in cross-section profile (biggest value of flow velocity is recorded by red colour, smallest value of flow velocity is recorded by purple colour).

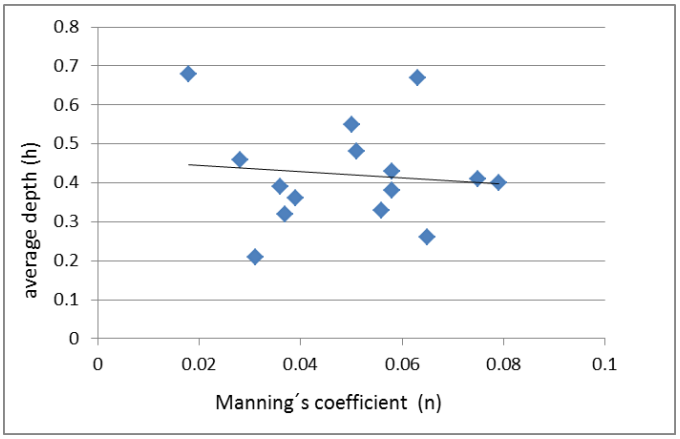



**Fig. 8. Interdependence between values of average depth and Manning´s coefficient at all evaluated cross-section profiles along the Gabčíkovo – Topoľníky channel.**

As regards average depth (Fig. 8.), these values are from 0,21 to 0,72 m (maximum depth is 2,2 m for rkm 02). Average depths were obtained by River Surveyor device. We observe minimum decline of trend for values of the average depth. This trend is very similar with trend of the interdependence between values of flow velocity and Manning´s coefficient. Of course, depth in the measured cross-section profiles can be influenced by aquatic vegetation (Fig. 4. – peaks on the bed-stream), and for this reason, the depth recorded by the River Surveyor device can be a little bit different from the actual depth.

## CONCLUSIONS

Vegetation in natural streams influences the flow and related characteristics and phenomena, such as roughness, discharge capacity, velocity profile, but also erosion and sedimentation, pollutant transport and water biota. The aim of this paper was to investigate and determine the

impact rate of aquatic vegetation on flow conditions, based on field measurements along the Gabčíkovo - Topoľníky channel. The roughness coefficient *n* was used as a way of quantifying the impact.

An analysis of the obtained data revealed that the roughness coefficient value changes along the channel, and that the *n* value increases with the decreasing of flow velocity (in general, the roughness coefficient value decreases with flow velocity increases, however, it is not the case that the highest flow velocity corresponds to the lowest roughness coefficient value, or vice versa - Figure 7), and average depth (similar to the case with flow velocity). On the other side the *n* value increases with the increasing of water level slope. There were determined ranges of Mannings´s roughness coefficient values for relevant period of year with aquatic vegeration occurrence. Our results are in agreement with values in the literature, for example reported by Chow (1959). Manning's coefficient value found in this study is in the range of 0,020 to 0,079. The analyses of measured data showed and confirmed the complexity of the impact of in channel vegetation on stream flow, and the necessity to continue investigation of this problem. Slovenska.

## Acknowledgement

This paper was prepared with the support of the project No. VEGA 02/0028/23.

## REFERENCES

Boscolo, V. (2014): Effect of in-stream vegetation on hydraulic resistance in regulated rivers. Master thesis, Universita degli Studi di Padova, Aberdeen, 2014, 117 p.

Carollo, F.G., Ferro, V., Termini, D. (2002): Flow velocity measurements in vegetated channels. Journal of Hydraulic Engineering, vol. 128, no. 7, 2002, 664–673. ISSN 0733-9429

Cassan, L., Belaud, G., Baume, J.P., Dejean, C., Moulin, F. (2015): Velocity profiles in a real vegetated channel. Environmental Fluid Mechanics, vol. 15, no. 6, 1263–1279. DOI: 10.1007/s10652-015-9417-0

Chow, V.T. (1959): Open channel hydraulics. McGraw-Hill, 1959.

De Doncker, L., Verhoeven, R., Bal, K., Meire, P., Quintelier ,J. (2009): Determination of the Manning roughness coefficient influenced by vegetation in the river Aa and Biebrza river. Environmental Fluid Mechanics, vol. 9, no. 5, 2009, 549–567. https://doi.org/10.1007/s10652-009-9149-0

Diaz, R.G. (2005): Analysis of Manning Coefficient for Small-Depth Flows on Vegetated Beds. Hydrological Processes, vol. 19, no. 16, 2005, 3221–3233. DOI: 10.1002/hyp.5820

Ding, Y., Jia, Y., Wang, S.S.Y. (2004): Identification of Manning's Roughness Coefficient in Shallow Water Flows. Journal of Hydraulic Engineering, vol. 130, no. 6, 2004, 501–510. ISSN 0733-9429

Green, J.C. (2005): Modeling flow resistance in vegetated streams: review and development of new theory. Hydrological Processes, vol. 19, no. 6, 2005, 1245–1259. https://doi.org/10.1002/hyp.5564

Kutija, V., Hong, H.T.M. (1996): A numerical model for assessing the additional resistance to flow introduced by flexible vegetation. Journal of Hydraulic Research, vol. 34, no. 1, 1996, 99–114.

Stone, M.B., Shen, H.T. (2002): Hydraulic resistance of flow in channels with cylindrical roughness. Journal of Hydraulic Engineering, vol. 128, no. 5, 2002, 500–506.

Velísková, Y., Dulovičová, R., Schügerl, R. (2017): Impact of vegetation on flow in a lowland stream during the growing season. Biologia, vol. 72, no. 8, 2017, 840–846. DOI: 10.1515/biolog-2017-0095

Vereecken, H., Baetens, J., Viaene, P., Mostaert, F., Meire, P. (2006): Ecological management of aquatic plants: effect in lowland streams. Hydrobiologia, vol. 570, 2006, 205–210. DOI 10.1007/s10750-006-0181-5

Wilson, C.A., Hoyt, J., Schnauder, I. (2007): Flow resistance models for flexible submerged vegetation. Journal of Hydrology, vol. 134, no. 7, 2007, 213–222.

# PODZEMNÍ VODA JAKO ZDROJ PRO ZÁVLAHY

**Jaroslav Rožnovský[1], Markéta Holíková[2]**
[1] Český hydrometeorologický ústav, pobočka Brno
[2] Ústav šlechtění a množení zahradnických rostlin, Zahradnická fakulta, Mendelova univerzita v Brně, Lednice

*Korespondenční autor: Jaroslav Rožnovský, Český hydrometeorologický ústav, pobočka Brno, Kroftova 43, 616 67 Brno, Česká republika, email: jaroslav.roznovsky@chmi.cz*

## ABSTRAKT

Sucho letošního roku potvrdilo potřebu posouzení zdrojů vody pro závlahu sadů. V mnoha sadech je pro závlahu čerpána podzemní voda. Přitom v současné době slouží podzemní voda k zajištění asi 38 až 39 % spotřeby pitné vody. Využití podzemní vody k závlaze je v ČR velmi omezené a legislativně silně regulované (Vodní zákon č. 254/2001 Sb.). Proto jsme se zaměřili na dynamiku výšky hladiny podzemní vody v mělkých vrtech, které pravidelně sleduje Český hydrometeorologický ústav (dále jen ČHMÚ). Byly vypracovány statistické charakteristiky výšky hladiny podzemní vody ve vybraných vrtech na území jižní Moravy. Kolísání výšky hladiny v jednotlivých měsících za hodnocené období nejlépe vyjadřuje jejich amplituda. Možnost čerpání podzemní vody v průběhu roku je odlišné, ukazuje se, že v letním, případně podzimním období bude docházet k nepřirozenému snižování výšky hladiny.

**Klíčová slova:** sucho, vláhová bilance, vodní zdroje, minimální hladina

## ÚVOD

V tomto roce lze říci, že takřka na celém našem území bylo celé vegetační období sucho jak z pohledu meteorologického, tak klimatologického (Meteorologický slovník). Ovšem pro rostliny má význam zvláště sucho půdní, hodnotíme i sucho z hlediska zemědělského (Rožnovský, J. a J. Vopravil, eds., 2016). Z hlediska proměnlivosti našeho podnebí svou roli sehrává geografická poloha a reliéf našeho území. Jsme součástí mírného klimatického pásu, ovšem v oblasti přechodného klimatu středoevropského (Kolektiv autorů 1958). Významnou roli sehrávají cirkulační a geografické poměry. Po převážnou část roku u nás převládá vzduch mírného pásma, ale na našem území se projevuje v krátkých obdobích i vzduch tropický, ale také vzduch arktický. Atlantický oceán způsobuje, že oceanita našeho podnebí je vyšší v Čechách, kde jsou častěji mírnější zimy a chladnější léto, srážky jsou rozděleny rovnoměrněji. (Rožnovský, 2019, Rožnovský et al., 2020). Naopak kontinentalita je oproti Čechám vyšší na Moravě a ve Slezsku, kde jsou také větší teplotní amplitudy (Zahradnček et al., 2022). Teplota ovlivňuje evapotranspiraci, a tím také průběh a dynamiku vláhové bilance v naší krajině (Rožnovský et al., 2018).

Z geografických podmínek mají vliv naše hory, které vytvářejí tzv. klimatické přehrady, kdy zčásti zabraňují vpádům studeného vzduchu od severu více v Čechách, ale vzhledem k západnímu proudění vyvolávají dešťový stín, a tak zvyšují rozdíly ve srážkových úhrnech. Významnou roli pro naše počasí má cyklonální činnost, která ovlivňuje přechody atmosférických front přes naše území, a tím výskyt srážek. V Atlasu podnebí Československa (1958) a Podnebí ČSSR - Tabulky (1960) jsou uvedeny výstupy zpracování za období 1901 až 1950. Mapy klimatických prvků v Atlasu podnebí Česka (Tolasz et al., 2007) byly vypracovány z meteorologických údajů za období 1961 až 2000. Jak z vymezených období vidíme, desetiletí 1951 až 1960 zpracováno není, takže nelze jednak hodnotit průběh klimatu v tomto desetiletí a současně nelze posoudit klima 20. století. Hodnocení našeho podnebí z hlediska agroklimatologického bylo vypracováno za druhý klimatický normál, tedy roky 1931 až 1960 (Kurpelová et al., 1975), což již podnebí posledních desetiletí neodpovídá.

Od 80. let 20. století je pozorován významný nárůst teplot vzduchu, a to ve všech sezónách s výjimkou podzimu. Převážný počet roků v posledním desetiletí měl extrémně vysoké teploty vzduchu. Jde o roky 2012, 2015, 2017, 2018, ale také 2019, 2022 a 2024. Nejvyšší maximum teploty vzduchu na území ČR bylo naměřeno 28. 6. 2026 v Doksanech, a to 41,9 °C. Nejnižší minimum teploty vzduchu, - 42,2 °C se vyskytlo v Litvínovicích u Českých Budějovic 11. února 1929.

Základním zdrojem vody pro hydrocyklus na našem území jsou srážky. Vody podle výskytu dělíme na povrchové a podzemní. Pro hospodářské účely jsou povrchové vody zadržovány v nádržích. Argumentace proti zadržování vody v různých formách nádrží tím, že se z nich voda vypaří, a tím se ztrácí, neodpovídá realitě. Výpar vody je závislý i na vlhkosti vzduchu, výparem tuto zvyšujeme, takže nepřímo snižujeme výpar v okolí vodní plochy. Ovšem v závislosti na statisticky prokazatelnému zvyšování teploty vzduchu roste reálná i potenciální evapotranspirace. S ohledem na několik praktikovaných způsobů výpočtu evaporace a evapotranspirace musí být srovnání hodnot evapotranspirace vypočtené vždy stejnou metodou, to se v některých studiích nerespektuje (Kohut et al, 2016). Svým způsobem je pozitivní zjištění, že roční úhrny srážek na našem území neklesají, ale ani nerostou, ale mají zvyšující se dynamiku.

Pro naši krajinu typické vysoce proměnlivé podnebí je dáno vysokou dynamikou výskytu srážek. Z tohoto vyplývá, že se musí provádět zásahy respektují jak výskyty sucha, tedy posilovat retenční kapacitu, ale současně věnovat pozornost i protipovodňovým opatřením (Zelenáková et al., 2019).

V posledních desetiletích šlo o rozsáhlé povodně, např. v roce 1997 zvláště na Moravě, si mimo hospodářských škod vyžádaly i lidské životy. Tuto povodeň vyvolaly několikadenní srážky, kdy se přecházející cyklona směrem na východ vrátila od severu opět nad Moravu. Vysoce rozsáhlá byla povodeň v roce 2002 na území Čech, převážně v povodí řeky Vltavy. Povodní byla postižena i Praha. Mimo těch rozsáhlých povodní je třeba uvést, že se v podstatě v posledních třech desetiletích ve většině roků vyskytly povodně lokální. U těchto povodní často sehrávají mimo intenzivních srážek převážně přívalového charakteru významnou roli místní podmínky. Jde o nevhodné zásahy v krajině, často o nevhodné zemědělské hospodaření.

Všechny výše uvedené poznatky je nutné brát v úvahu, pokud chceme pěstovat rostliny náročné na vodu. Její zajištění musí být často prováděno formou závlah. Možnostmi závlahy a jejím provedením se podrobně věnoval ve své knize Siegel (2017). Rozsáhlá je publikace Reháka a kolektivu (2015), věnovaná zavlažování polních plodin, zeleniny a ovocných sadů v podmínkách Slovenska. Potřeba závlahové vody je též ovlivněna druhem půdy (Litschmann et al., 2018). Snížení spotřeby závlahové vody lze dosáhnout aplikací hydroabsorbentů (Salaš et al., 2018

S ohledem na spotřebu vody pro závlahy, je důležité znát vláhovou potřebu jednotlivých druhů. Této záležitosti je věnována metodika Dufkové a kolektivu (2020). Formy závlahy jsou různé, jak uvádí Litschmann et al. (2019).

Ovšem je nutné zdůraznit, že pro závlahu musí být k dispozici voda. Stále častější výskyty sucha zvyšují její potřebu. Proto se stále více odběratelů zaměřuje na využití vody podzemní, která je ale také využívána jako voda pitná. Přitom využití podzemní vody pro závlahy představuje čerpání relativně vysokého množství v krátkém čase, což může v blízkosti sídel ohrozit její dostupnost pro obyvatele.

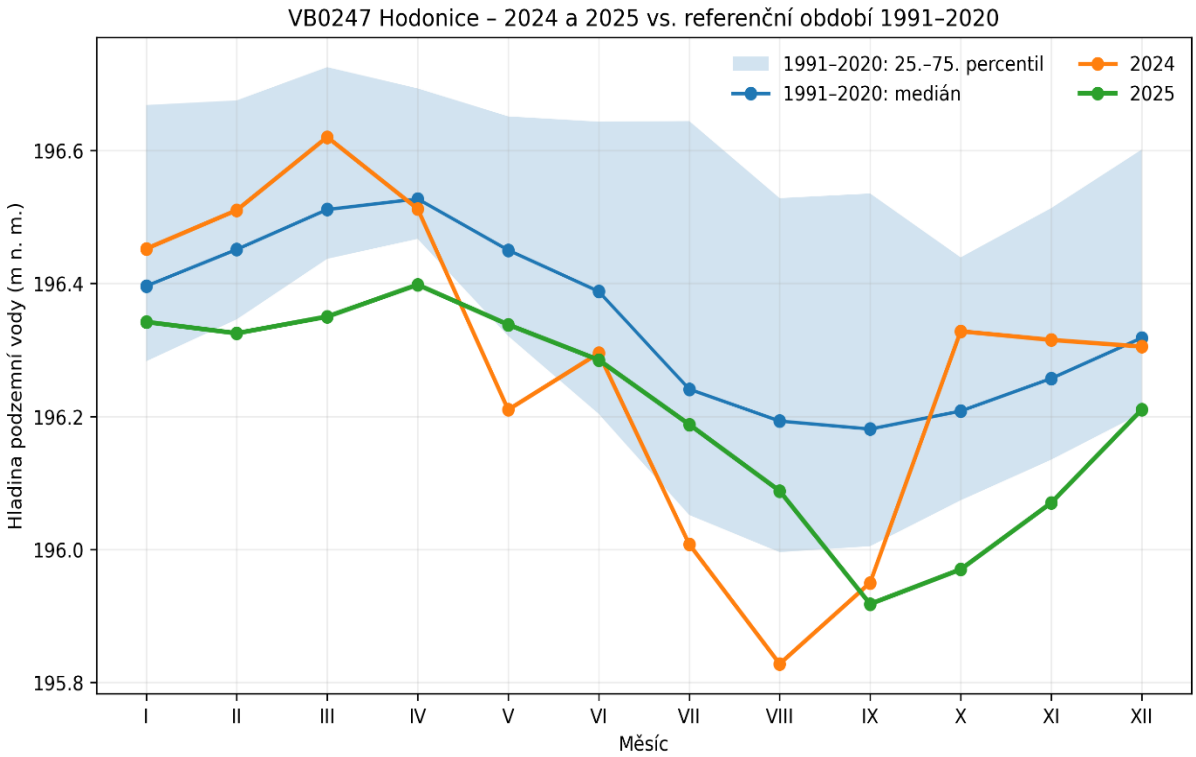
## METODIKA

Použitá data byla čerpána z databáze Českého hydrometeorologického ústavu, kde byla naměřena postupem, jak uvádí Pokyny pro práci techniků podzemních vod (ČHMÚ, 2020) a Pracovní návod pro monitoring podzemních vod na hydropedologických profilech a pokyny

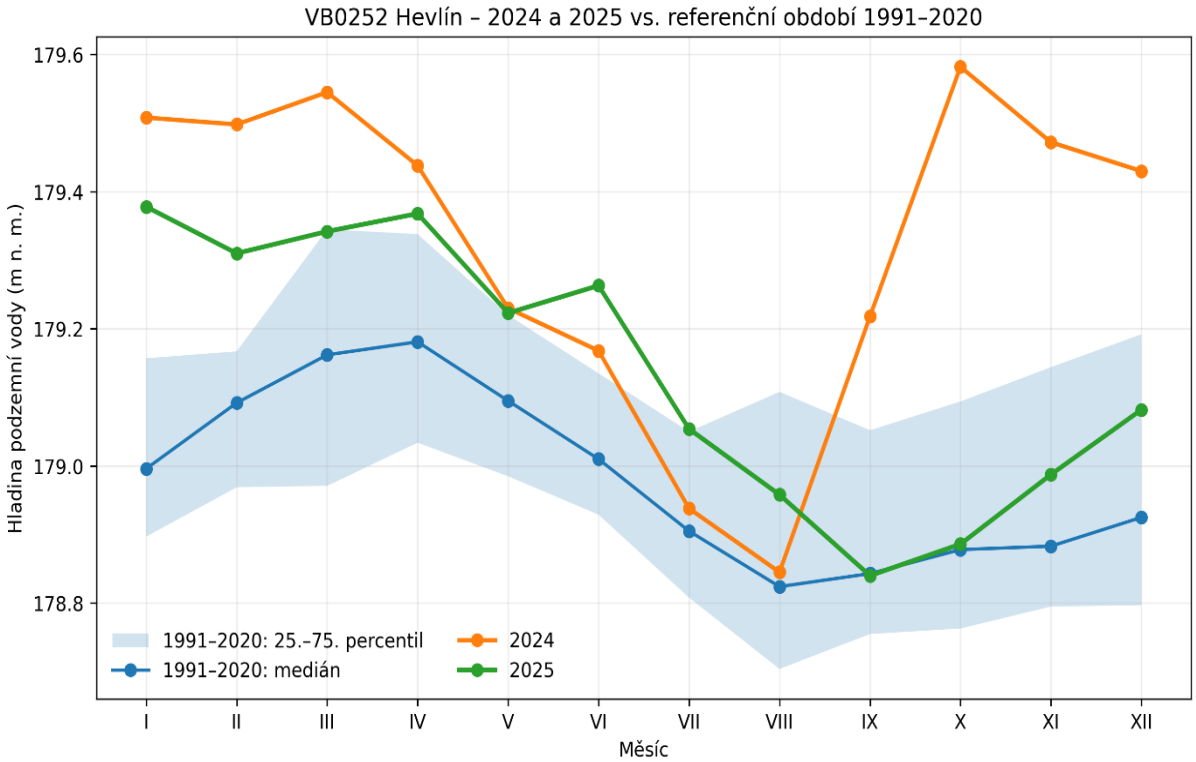
pro pozorovatele podzemních vod (ČHMÚ, 2023). Pozorováním podzemních vod se rozumí systematické měření hydrologických prvků (stav hladiny podzemní vody, vydatnost pramene, teplota vody), které se provádí na objektech základní pozorovací sítě (mělké a hlubinné vrty) Na těchto objektech se provádí pozorování, která slouží k vyhodnocení výšky hladiny podzemních vod. Výběr z objektů základní sítě tvoří hlásnou síť podzemních vod, jejichž data jsou využita pro operativní zpracování informací o podzemních vodách, jak je uvedeno.
K měření stavu hladiny podzemní vody se používá kalibrovaný elektrokontaktní hladinoměr. Měřidlo je založeno na principu spojení elektrického okruhu při dotyku měřidla s hladinou podzemní vody. Při uzavření okruhu se vzniklý impuls převádí na akustický nebo světelný signál v měřidle. Čidlo se na kabelu spustí do vrtu, po rozsvícení kontrolky nebo zvukovém signálu se povytažením a popouštěním upřesní stav hladiny podzemní vody. Naměřená hodnota se odečte s přesností 1 cm v úrovni odměrného bodu a zapíše se do záznamníku. Podzemní voda vzniká infiltrací srážek půdami a dalšími povrchy do podloží, kde v zóně nasycení, zcela vyplňuje póry, pukliny a dutiny v horninách a půdě a tvoří takzvané zvodnělé vrstvy. Výšku její hladiny měří pravidelně ČHMÚ.
Data z databáze byla zpracována běžnými statistickými metodami a graficky vyjádřena.

## VÝSLEDKY

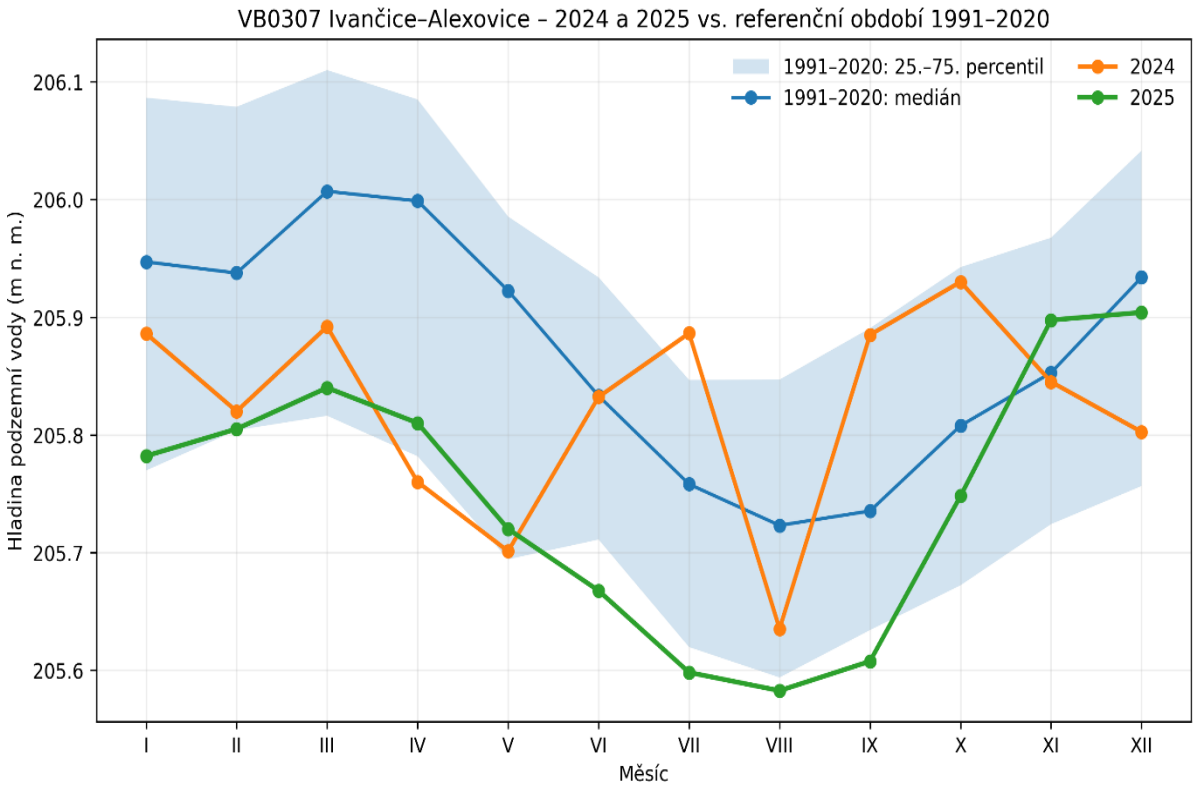
Letošní výskyty sucha vyvolávají potřebu najít dostatečné zdroje vody pro veškeré činnosti naší společnosti. Ovšem využití přírodních zdrojů vody vyžaduje podrobnou odbornou analýzu výskytu vody v naší krajině, stanovení podmínek pro nakládání s vodou, včetně udržení její kvality. V tomto hodnocení se věnujeme výskytu podzemní vody, jako dílčí části přírodního hydrocyklu, tedy oběhu vody v naší krajině.
V současné době slouží podzemní voda k zajištění asi 38 až 39 % spotřeby pitné vody. Na rozdíl od světového trendu, kde je kolem 40 % podzemní vody využito k závlaze, je u nás využití podzemní vody k závlaze velmi omezené a legislativně silně regulované (Vodní zákon č. 254/2001 Sb.).
Obecně jsou možnosti využití podzemní vody dány jejich výskytem, který je významně ovlivněn srážkovými poměry, výskytem sucha, tedy změnami klimatu. Proto jsme se zaměřili na vyhodnocení dlouhodobých řad měření hladiny podzemní vody ve vybraných vrtech v oblasti jižní Moravy v síti ČHMÚ.
Na Obr. 1a až h vidíme kolísání hladiny podzemní vody na vybraných vrtech vyjádřené měsíčními hodnotami výšky hladiny v letech 2024 a 2025 ve vztahu k referenčními období 1991 až 2020.
Dynamika hladiny podzemní vody v osmi vybraných monitorovacích vrtech na území jižní Moravy vykazovala v letech 2024 a 2025 výrazné časové i prostorové rozdíly (obr. 1a–h). Porovnání měsíčních průměrů s mediánem referenčního období 1991–2020 a rozmezím 25.–75. percentilu umožnilo posoudit sezónní průběh hladin i jejich odchylky od dlouhodobých charakteristik. Ve většině hodnocených vrtů byl patrný pokles hladiny během vegetačního $cm^3.cm^{-3}$.



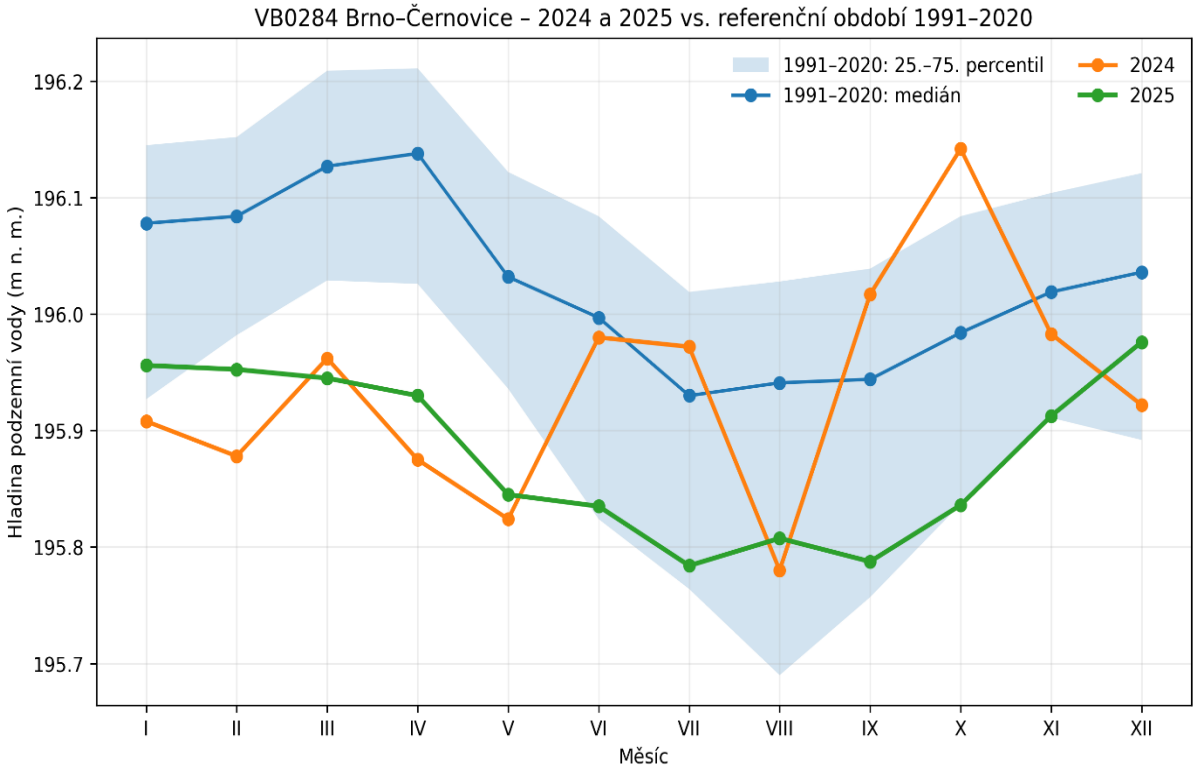

**Obr. 1a. Dynamika měsíčních průměrů hladiny podzemní vody (m n. m.) v letech 2024 a 2025 a za referenční období 1991 až 2020, vrt VB0247 Hodonice.**



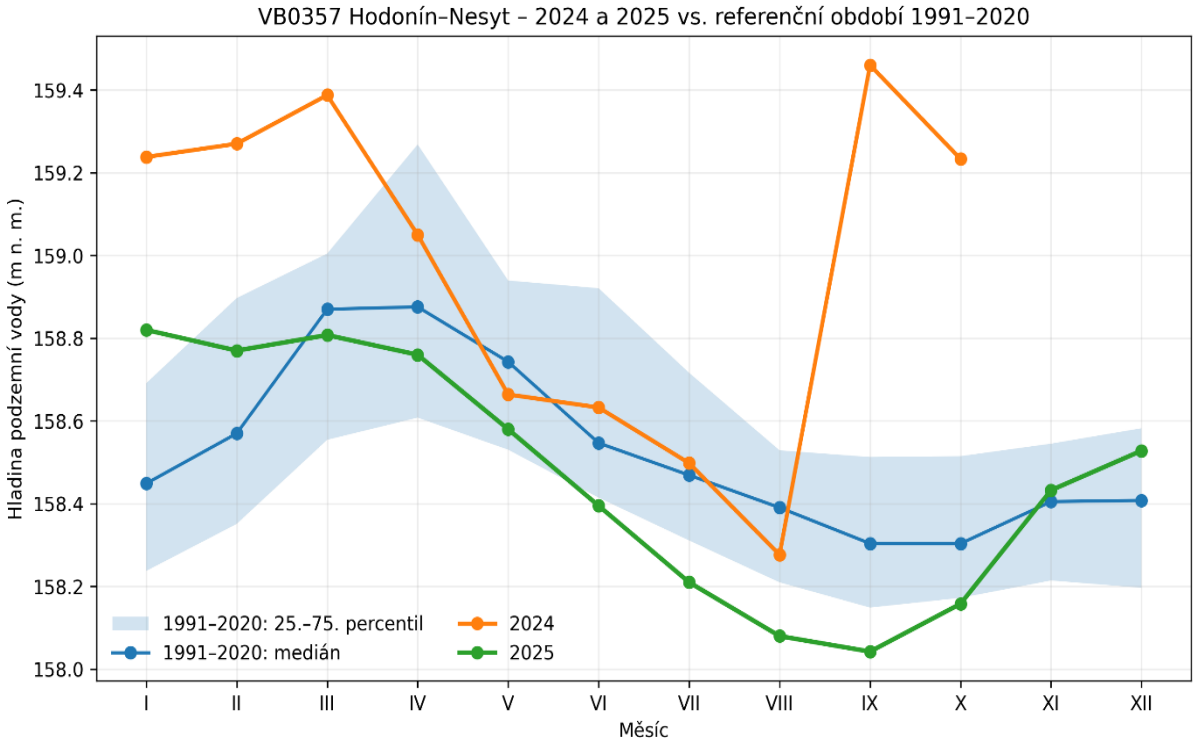

**Obr. 1b. Dynamika měsíčních průměrů hladiny podzemní vody (m n. m.) v letech 2024 a 2025 a za referenční období 1991 až 2020, vrt VB0252 Hevlín.**



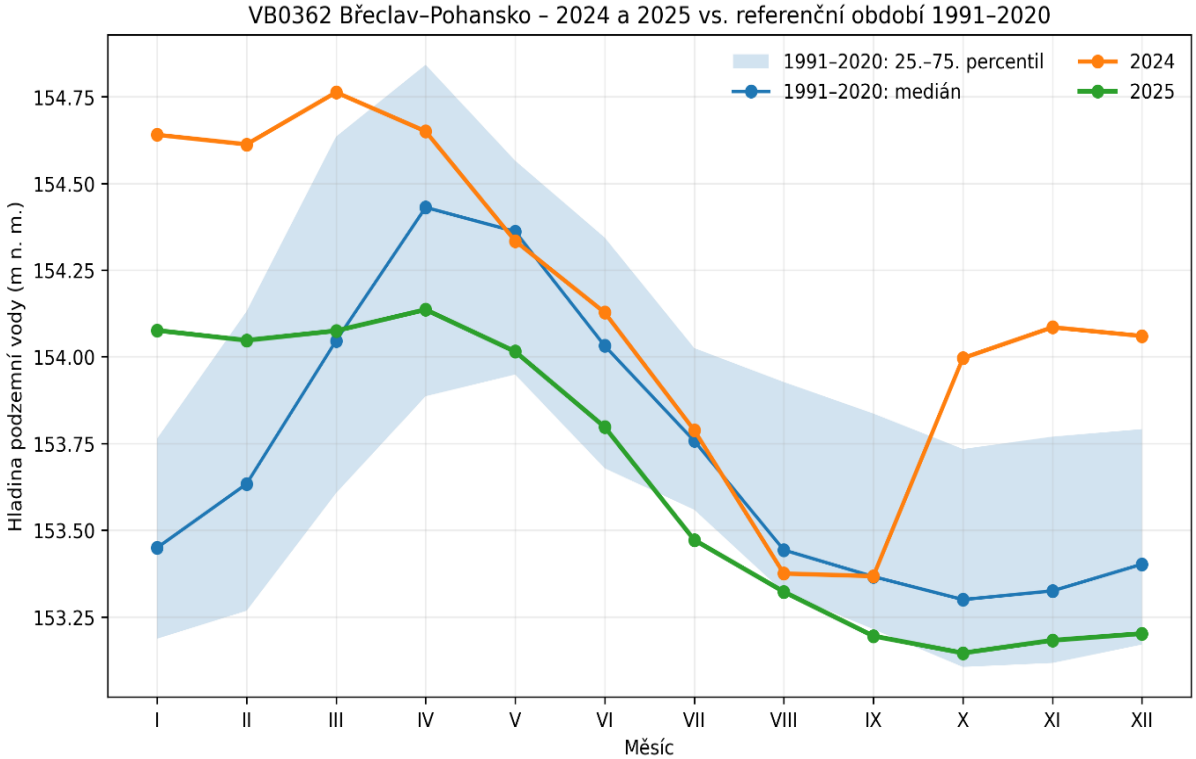

**Obr. 1c. Dynamika měsíčních průměrů hladiny podzemní vody (m n. m.) v letech 2024 a 2025 a za referenční období 1991 až 2020, vrt VB0307 Ivančice-Alexovice.**



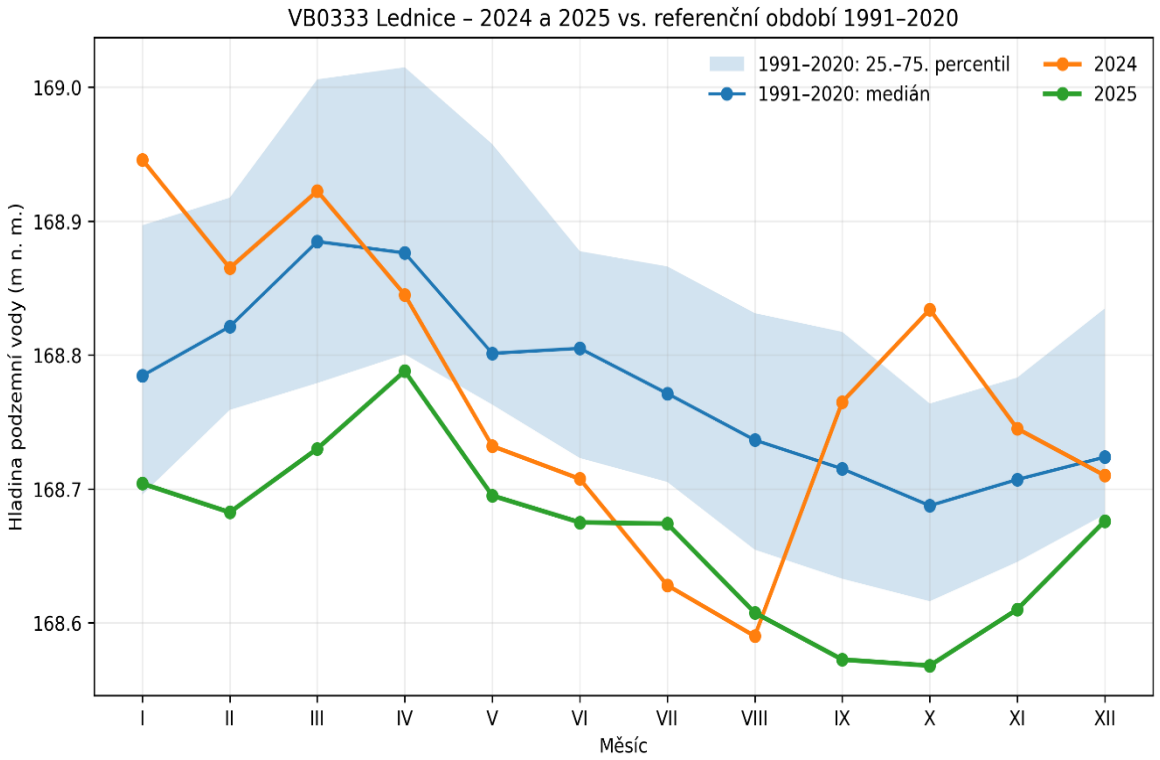

**Obr. 1d. Dynamika měsíčních průměrů hladiny podzemní vody (m n. m.) v letech 2024 a 2025 a za referenční období 1991 až 2020, vrt VB0284 Brno-Černovice.**



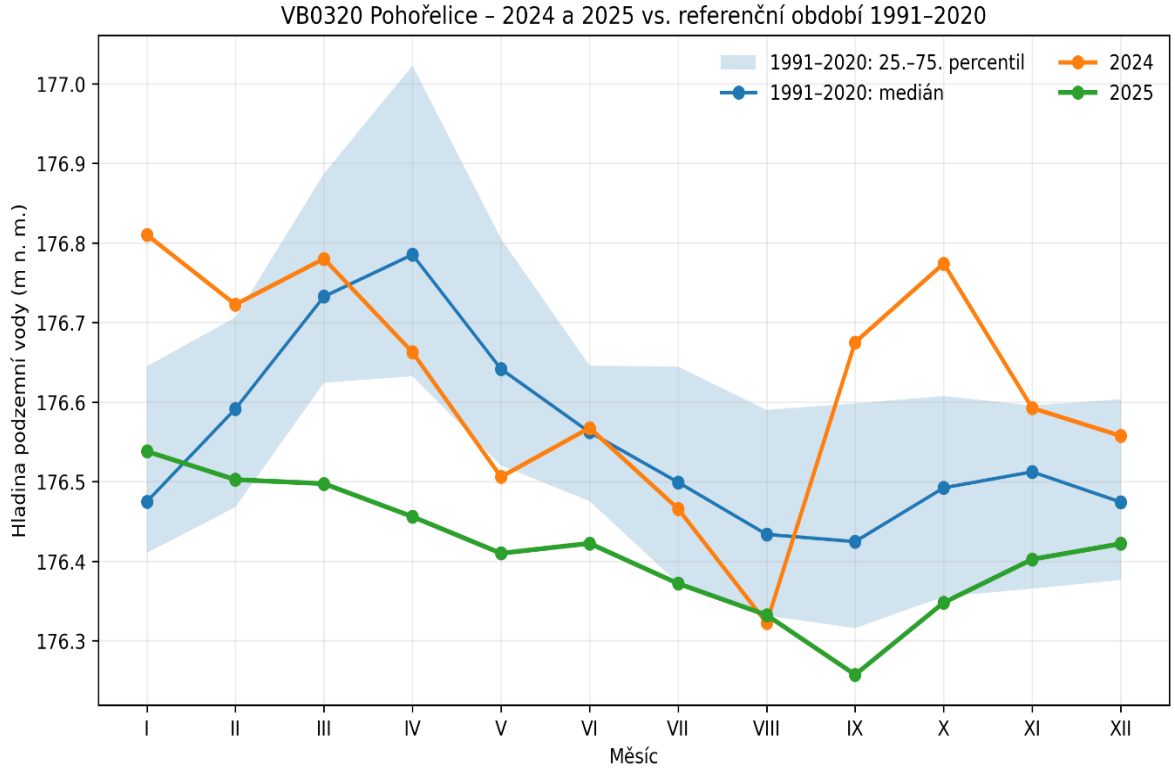

**Obr. 1e. Dynamika měsíčních průměrů hladiny podzemní vody (m n. m.) v letech 2024 a 2025 a za referenční období 1991 až 2020, vrt VB0357 Hodonín-Nesyt.**




**Obr. 1f. Dynamika měsíčních průměrů hladiny podzemní vody (m n. m.) v letech 2024 a 2025 a za referenční období 1991 až 2020, vrt VB0362 Břeclav-Pohansko.**




**Obr. 1g. Dynamika měsíčních průměrů hladiny podzemní vody (m n. m.) v letech 2024 a 2025 a za referenční období 1991 až 2020, vrt VB0333 Lednice.**




**Obr. 1h. Dynamika měsíčních průměrů hladiny podzemní vody (m n. m.) v letech 2024 a 2025 a za referenční období 1991 až 2020, vrt VB0320 Pohořelice.**

V roce 2024 byly ve většině vrtů zaznamenány vyšší hladiny podzemní vody v zimních a jarních měsících, následované poklesem během léta a na většině hodnocených vrtů výraznějším

vzestupem v měsících září a říjen, mimořádně i v listopadu. Zvláště výrazné byly podzimní vzestupy ve vrtech Hodonín-Nesyt, Hevlín, Brno-Černovice a Břeclav-Pohansko. Tyto změny souvisejí s mimořádnými srážkami a povodňovou situací v září 2024, díky kterým došlo k významnému doplňování zásob podzemní vody. Rozdílná intenzita a časový průběh vzestupů jsou dány odlišným horninovým prostředím jednotlivých lokalit.
Naproti tomu v roce 2025 byl ve většině vrtů zaznamenán pozvolnější sezónní pokles hladiny, přičemž minima se nejčastěji vyskytovala od srpna do října. Následné podzimní vzestupy byly zpravidla méně výrazné než v předchozím roce. Ve všech hodnocených vrtech se vyskytly měsíce, kde se výška hladiny v některých měsících roku 2025 pohybovala pod dlouhodobým mediánem referenčního období 1991–2020. Extrémní stav se vyskytl u vrtu Lednice, kde byly pod dlouhodobým mediánem měsíce celého roku. Převaha měsíců se takto projevila u vrtu Pohořelice. Výraznější záporné odchylky byly patrné také ve vrtech Hodonín-Nesyt, Břeclav-Pohansko a Pohořelice.
Výsledky dokládají prostorovou proměnlivost dynamiky hladin podzemní vody na území jižní Moravy. Přestože byl ve většině vrtů zaznamenán obdobný sezónní průběh s poklesem hladiny během vegetačního období, velikost a načasování těchto změn se mezi lokalitami lišily. Hodnocení současně potvrzuje význam porovnávání aktuálních hladin s dlouhodobými charakteristikami, neboť samotné meziroční srovnání nemusí dostatečně vystihovat jejich hydrologický stav. Z hlediska dostupnosti vody pro závlahu je potřebné vycházet ze skutečnosti, že její čerpání v jarních měsících by nemělo vyvolat výrazný pokles hladiny, ovšem v letních měsících při nižších srážkových úhrnech, jak jsou v tomto roce, nemusí být dostatek vody pro závlahy k dispozici. Přerušení závlahy by mělo jednoznačně škodlivý dopad na množství a kvalitu jak pěstovaných zelenin, tak ovoce.
Kolísání hladiny v jednotlivých měsících za hodnocené období nejlépe vyjadřuje její amplituda. Nejvyšší hodnoty výšky hladiny mají měsíce leden až duben, naopak nejnižší měsíce září a říjen. Důležité je poznání, že s nejvyššími amplitudami je spojena maximální dosažená výška hladiny, a naopak nejnižší souvisí s minimální výškou hladiny.
Uvedené výsledky statistické analýzy dokládají, že v období nejvyšší potřeby vody pro závlahu hladina postupně klesá a dojde k narušení její přírodní dynamiky.

## DISKUSE A ZÁVĚR

Dosažené výsledky dokládají proměnlivost výšky hladiny v jednotlivých vrtech v závislosti na výskytu srážek, jak dokumentují průběhy hladiny v roce 2024 a 2025. Významným poznatkem je, že v hodnocených letech se vyskytl relativně vysoký počet měsíců, kdy výška hladiny byla pod hodnotami mediánu za referenční období 1991 až 2020. Současně je doložena závislost výšky hladiny na srážkách, kde extrémní srážkové úhrny v září 2024 byly u většiny stanic příčinou rychlého vzestupu. Tento poznatek není určitě nový, ale je nutné mít na paměti, že díky těmto extrémům jsou významně ovlivněny statistické charakteristiky, zvláště průměry. S těmi se často kalkuluje při stanovení možných odběrů vody.
Co je též velmi důležité, nelze změny hladiny podzemní vody generalizovat na určité větší území, protože jak dokládají naše dílčí výsledky, je dynamika výšky hladiny v hodnocených vrtech rozdílná v závislosti na horninovém prostředí.
Možnosti čerpání podzemní vody v průběhu roku je odlišné, ukazuje se, že v letním, případně podzimním období bude docházet k nepřirozenému snižování výšky hladiny. Z toho vyplývá potřeba podrobné analýzy s ohledem na udržení hladiny vody ve studních, které slouží jako zdroj pitné vody. Jak dokládá průběh výskytu sucha v tomto roce, na mnoha místech jihu Moravy k narušení čerpání pitné vody ze studní již došlo.
Z našich výsledků vyplývá, že zajištění závlah není možné stavět jen na čerpání podzemní vody, protože prokazatelně roste teplota vzduchu, a tím evapotranspirace. Stavy výskytů sucha jsou proto častější, což vyvolává vyšší potřebu závlah. Jejich plánování musí

jednoznačně vycházet z analýzy klimatických podmínek daného místa. V každém případě je nutné zvážit zajištění i vody povrchové.

**Poděkování**

Tento příspěvek vznikl v rámci projektu QL26010355 „Inovace rajonizace ovocných dřevin vzhledem ke globální změně klimatu“.

## LITERATURA

Český hydrometeorologický ústav (2020): Pokyny pro práci techniků podzemních vod. Pracovní návod PN OPZV. Praha: Český hydrometeorologický ústav. 38 s.

Český hydrometeorologický ústav (2023): Pracovní návod pro monitoring podzemních vod na hydropedologických profilech a pokyny pro pozorovatele podzemních vod. PN OPZV. Praha: Český hydrometeorologický ústav. 13 s.

Dufková, R., Fučík, P., Miháliková, M., Haberle, J., Rožnovský, J., Holub, J., Kulhavý, Z., Matula, S., Středa, T., Svoboda, P., Khel, T., Hejduk, T., Brzezina, J., Středová, H., Kurešová, G., Novotný, I., Vopravil, J., Chuchma, F., Pelíšek, I., Báťková, K., Šimon, T., Almaz, C. (2020): Metodika hodnocení vláhových potřeb zemědělských plodin pro účely závlah: Certifikovaná metodika. Praha: VÚMOP, 2020. ISBN 978-80-88323-12-9 (tištěná verze).

Kohut, M., Rožnovský, J., Knozová, G., Brzezina, J. (2016): Měření výparu z vodní hladiny automatizovaným výparoměrem EWM v České republice. Praha: Český hydrometeorologický ústav. Práce a studie, sv. 37. ISBN 978-80-87577-58-5. ISSN 1210-7557.

Kolektiv autorů (1958): Atlas podnebí Československé republiky. Ústřední správa geodézie a kartografie, Praha.

Kolektiv (1961): Podnebí ČSSR - Tabulky. HMÚ Praha, 1961, 379 s.

Kurpelová, M., Coufal, L., Čulík, J. (1975): Agroklimatické podmienky ČSSR. Bratislava, Príroda, 270 s.

Litschmann, T., Salaš, P., Burgová, J., Vlk, R., Rožnovský, J., Horáková, M. (2019): K problematice závlahy kontejneroven mikropostřikovači. In: ROŽNOVSKÝ, J. a T. LITSCHMANN (eds). Sborník abstraktů z mezinárodní konference „Hospodaření s vodou v krajině“, Třeboň 13.–14. 6. 2019. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2019, s. 20–21. ISBN 978-80-87577-88-2.

Litschmann, T., Rožnovský, J., Salaš, P. (2018): Teplotní a vlhkostní režim písčitých půd z hlediska zásobování rostlin vláhou v období 2009–2015. In: Hospodaření s vodou v krajině [CD]. Praha: Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, 2018. ISBN 978-80-87361-83-2.

Meteorologický slovník výkladový a terminologický (eMS), ČMeS, dostupný na: http://slovnik.cmes.cz

Quitt, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. Studia Geographica. Brno: GgÚ ČSAV.

Rehák, Š. et al. (2015): Zavlažovanie poľných plodín, zeleniny a ovocných sadov. Bratislava: Veda, vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied. ISBN 978-80-224-1429-6.

Rožnovský, J., Vopravil, J. (2016): Půdní a zemědělské sucho: sborník příspěvků z mezinárodní konference. Praha: Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy. ISBN 978-80-87361-55-9.

Rožnovský, J. (2019): Water Balance and Phase of Hydrocycle Dynamics. In: Zelenakova, Martina, Jitka Fialová a Abdelazim M. Negm (eds). Assessment and Protection of Water Resources in the Czech Republic. Springer Water, 2019, s. 403-414. ISBN 978-3-030-18362-2.

Rožnovský, J., Chuchma, F., Fiala, R. (2018): Základní vláhové bilance na území ČR v suchých letech. In: Vplyv antropogénnej činnosti na vodný režim nížinného územia, Zborník recenzovaných príspevkov X. vedecká konferencia s medzinárodnou účasťou, Zemplínska šírava, 22. 5. – 24. 5. 2018. Ústav hydrológie SAV Bratislava, Výskumná hydrologická základňa Michalovce, 2018. ISBN 978-80-89139-41-5.

Rožnovský, J., Střeštík, J., Štěpánek, P., Zahradníček, P. (2020): The Dynamics of Annual and Seasonal Precipitation Totals In The Czech Republic During 1961-2019. Acta Hydrologica Slovaca, vol. 21, no. 2, 2020, 197–203.

Salaš, P., Vlk, R., Rožnovský, J., Burgová, J. (2018): Využití hydroabsorbentů při školkařské produkci i výsadbě dřevin. In: Aktuální problematika školkařství ČR v roce 2018: sborník příspěvků z odborného semináře Školkařské dny 2018: Lísek u Bystřice nad Pernštejnem, 10.-11. ledna 2018. Tečovice: Sdružení lesních školkařů ČR, 2018, 49–53. ISBN 978-80-906781-1-8.

Siegel, Seth M. (2017): Budiž voda: izraelská inspirace pro svět ohrožený nedostatkem vody. Praha: Aligier. ISBN 978-80-906420-3-4.

Tolasz et al. (2007): Atlas podnebí Česka. Český hydrometeorologický ústav, Univerzita Palackého v Olomouci, 255 s. ISBN 978-80-86690-26-1 (CHMI), 978-80-244-1626-7 (UP).

Zahradníček, P., Brázdil, R., Řehoř, J., Lhotka, O., Dobrovolný, P., Štěpánek, P., Trnka, M. (2022): Temperature extremes and circulation types in the Czech Republic, 1961–2020 . International Journal of Climatology vol. 42, no. 1, 1–22, Article number 1.

Zelenáková, M., Fialová, J., Negm, A.M. (2019): Assessment and Protection of Water Resources in the Czech Republic. Springer Water, 2019, ISBN 978-3-030-18362-2.

# KONCEPTUALIZÁCIA KOEVOLÚCIE RIEČNEJ KRAJINY A NOVOVZNIKAJÚCEHO SÍDLA – PRÍPADOVÁ ŠTÚDIA RÓMSKEJ OSADY V PRIBYLINE

**Marián Jančovič[1,2]**
[1] Ústav hydrológie Slovenskej akadémie vied, v. v. i.
[2] Geografický ústav Slovenskej akadémie vied, v. v. i.

*Korešpondenčný autor: Marián Jančovič, Ústav hydrológie SAV, v. v. i., Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava, Slovenská republika, marian.jancovic@savba.sk*

## ABSTRACT

Human settlements have historically benefited from proximity to rivers while being exposed to flood hazards and channel dynamics. Socio-hydrology conceptualizes the relationship between human communities and river landscapes as a dynamic process of co-evolution. This study examines these interactions in the Roma settlement of Pribylina, Slovakia, located within the floodplain of the Belá River, with particular attention to settlement growth, river channel migration, and flood hazard. The study uses a time series of aerial photographs from six years (1949, 1973, 1992, 2003, 2012, and 2021) to analyse changes in the river active zone and settlement structure. Historical flood events were identified using annual maximum discharge data and flood records, while flood extents were modelled in HEC-RAS. The results show that the active channel of the Belá River narrowed over the study period, while the settlement progressively expanded towards the river despite recurrent floods. Settlement growth was particularly pronounced between 1973 and 1992, when accretion created new floodplain areas that were subsequently occupied. Although a flood protection embankment was constructed between 2012 and 2015, a secondary channel flowing through the settlement remained a major source of flood hazard. The findings demonstrate that the expected reduction in flood exposure through settlement adaptation did not occur in this case.

**Keywords:** socio-hydrology, human – river coevolution, Belá river

## ÚVOD

Ľudské populácie boli naprieč svetom aj históriou viazané na riečnu krajinu. Okrem zabezpečenia základných fyziologických funkcií slúžili vodné toky a ich okolie aj širokému spektru úloh, od komunikačných až po ekonomické. Zároveň však toto prostredie predstavovalo aj zdroj ohrozenia v podobe dynamiky riečnej krajiny a povodní. Všeobecnou snahou človeka pri riešení tohto paradoxu bolo zníženie rizík a zároveň čo najväčšie zachovanie benefitov, ktoré z blízkosti vodným tokom vyplývajú (Di Baldassarre et al., 2013).

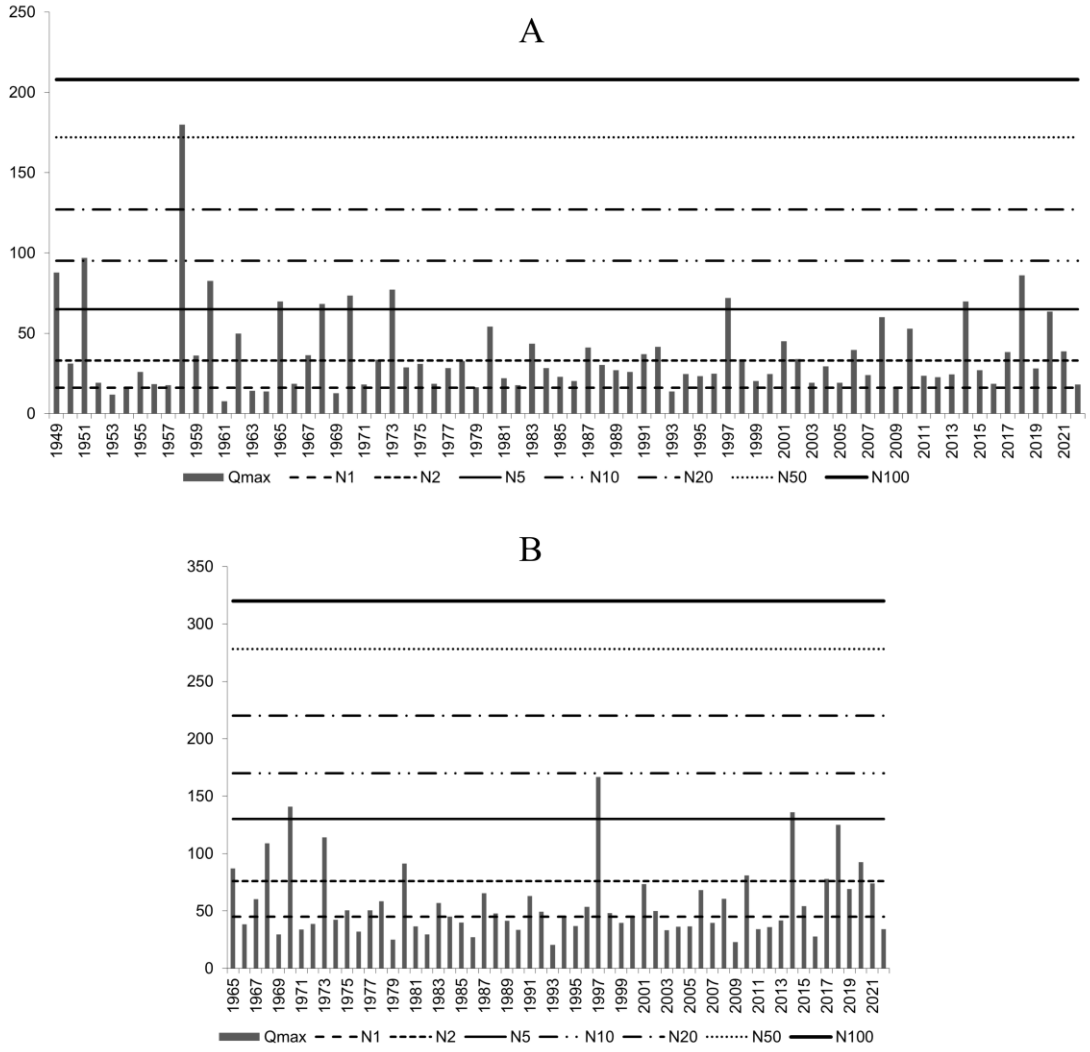
Takéto rámcovanie vzťahov medzi systémom človek – riečna krajina je typické pre socio-hydrológiu, pomerne mladú vetvu hydrológie rozpracovanú len na začiatku minulej dekády (Sivapalan et al., 2012). Podľa jej autorov tradičná hydrológia pri otázkach manažmentu vodných zdrojov brala ľudskú aktivitu iba ako statickú externú silu. Nezaoberala sa vplyvom krajinných zmien na spoločnosť a naopak účinkom spoločnosti na hydrosféru. V socio-hydrológii sa preto kladie dôraz na vzťah vzájomnej evolúcie človeka a hydrosféry, ktorý vníma ako dynamický proces. Pre riešenie vyššie uvedeného paradoxu sa opiera o dva základné mechanizmy, ktoré môžu prebiehať aj paralelne (Di Baldassarre et al., 2013).

Prvý z nich pozostáva z úprav riečnej krajiny tak, aby sa minimalizovalo ohrozenie. Komunitám to umožňuje pretrvávať v blízkosti vodných zdrojov, pričom zmiernenie vplyvu povodní dáva predpoklad stabilnejšiemu rozvoju sídiel a vzniku miest. Zároveň je s týmto typom opatrení spojený aj tzv. hrádzový efekt (White, 1945). Výstavba protipovodňovej infraštruktúry síce zamedzuje povodniam pri prietokoch s nízkym intervalom opakovania, teda tým najčastejším a najmenej intenzívnym. Absencia týchto menších povodní však z dlhodobého hľadiska

zároveň znižuje percepciu povodňového rizika, čo vedie k nárastu ľudskej aktivity v inundačnom území (Heine a Pinter, 2012). Pri povodňovej vlne prevyšujúcej protipovodňové ochranné kapacity môžu byť následne škody vyššie než by boli pri rovnakom prietoku bez prítomnosti protipovodňovej infraštruktúry. Celkovo je tento mechanizmus spojený s výrazným zasahovaním do riečnej krajiny, čo vedie k narúšaniu jej dynamickej rovnováhy či ekologickej stability (Kidová et al., 2021). Následkom toho sa môže napríklad presunúť povodňové ohrozenie do iných úsekov vodného toku (Ansari et al., 2024), čo znova vytvára stimul pre ďalšie rozšírenie protipovodňovej infraštruktúry.
Druhým mechanizmom je migrácia komunít do bezpečnejšej oblasti. Obyvatelia zaplavených častí reflektujú rozsah povodne a presunú sa na územia, ktoré neboli zasiahnuté. Tento proces sa môže opakovať pri povodniach rôznych intenzít. Následkom migrácie sa môže zhoršiť prepojenie s vodným tokom následkom čoho môže viesť k strate z toho vyplývajúcich benefitov. Na rozdiel od prvého mechanizmu je však zásah do riečnej krajiny minimalizovaný.
Slovenské rómske osady predstavujú unikátne kandidátky na štúdie zaoberajúce sa koevolúciou riečnej krajiny a človeka. Množstvo ich vznikalo počas 2. svetovej vojny následkom segregačných politík ľudáckeho slovenského štátu, ktorý rómskej populácii zamedzoval život v blízkosti majority a ich sídiel (Jurová, 2002). V niektorých prípadoch bol pritom ciel ich vytlačenie do vyslovene nebezpečnej krajiny, akou sú napríklad aktívne riečne nivy (Nečas, 2007). V kombinácii s totálnou izoláciou od verejnosti a jej inštitúcií tak môžeme predpokladať závislosť týchto komunít od zdrojov spojených s riečnou krajinou. Zároveň iba o pár rokov neskôr, na prelome 40. a 50. rokov, sa začalo s pravidelným leteckým snímaním celého územia dnešného Slovenska. Prakticky celý priestorový vývoj týchto rómskych osád bol vďaka tomu zachytený.
Cieľom tohto príspevku bolo metodické uchopenie socio-hydrologických mechanizmov koevolúcie človeka s riečnou krajinou na priestorových dátach odvodených z časového radu leteckých snímok. V okolí rómskej osady v Pribyline, ktorá leží na riečnej nive rieky Belá, sme sa v rozmedzí šiestich časových horizontov medzi rokmi 1949 – 2021 zamerali na skúmanie dynamiky riečnej krajiny reprezentovanej procesmi erózie a akrécie a na ľudské zásahy do tejto krajiny skúmané cez priame zásahy do korýt rieky či skrz vývoj sídla v priestore riečnej nivy.

## METÓDY A DÁTA

Metodicky práca pozostávala najmä z identifikácie povodňových udalostí v prostredí rómskej osady v Pribyline, modelovania ich rozsahu, identifikácie zón laterálnej erózie a akrécie rieky Belá a zo sledovania zmien v skúmanej rómskej osade. Sledovali sme jednak nárast celkovej funkčnej plochy osady, ale aj zmeny v jej vnútornej štruktúre. Celú plochu osady sme klasifikovali do tried budovy, odpad, vegetácia a komunikácie.
V prvej etape sme identifikovali povodňové udalosti, ktoré sa mohli dotknúť skúmanej rómskej osady. Vychádzali sme z maximálnych ročných prietokov na vodomerných staniciach v Podbanskom a Liptovskom Hrádku (obr. 1) a z povodňových ročeniek SHMÚ. Tieto údaje nám umožnili vytvoriť chronológiu období povodňovej aktivity a hydrologického kľudu a zároveň sme z nich mohli namodelovať aj rozsah jednotlivých povodňových udalostí. To sme spravili pomocou systému HEC-RAS. Modelovali sme rozsah povodne s extrémami prietokov dosiahnutých v sledovanom období a taktiež rozsah povodne zodpovedajúci 100-ročnému prietoku.




**Obr. 1. Maximálne ročné prietoky [$m^3/s^{-1}$] rieky Belá v Podbanskom (A) a v Liptovskom Hrádku (B) s vyznačenými intervalmi opakovania 1 až 100 rokov.**

Pri selekcii leteckých snímok sme sa snažili vyberať najmä snímky vyhotovené na pomedzí období povodňovej aktivity a hydrologického kľudu. Zohľadňovali sme ich dostupnosť, kvalitu, rozlíšenie a porovnateľnosť so snímkami z iných rokov. Podľa týchto kritérií sme vybrali letecké snímky z rokov 1949, 1973, 1992, 2003, 2012 a 2021.
Aktívne riečne koryto vodného toku Belá sme v 400 m dlhom úseku pri rómskej osade vektorizovali na všetkých vybraných snímkach vo forme polygónov. Definovali sme ho ako erózny koridor, ktorý bol ohraničený brehom koryta. Za breh sme považovali hranicu medzi korytom a priľahlou vegetáciou alebo štrkovou lavicou (pripojenou) a priľahlou vegetáciou (Kidová & Lehotský, 2012). Získaná séria vektorov umožnila sledovať zmeny polohy aktívneho riečneho koryta, bočnú migráciu, zmenu ich šírky a prípadné antropogénne zásahy do vodného toku. Z polygónov korýt sme následne určovali zóny erózie a akrécie (Kidová et al. 2016). Porovnávali sme po sebe nasledujúce letecké snímky, pričom sme vytvárali symetrický rozdiel geometrií aktívneho riečneho koryta. Podľa charakteru zmeny sme identifikovali pre oba brehy zvlášť zóny erózie a akrécie (tab. 1), vypočítali ich bilanciu ako rozdiel plôch erózie a akrécie (ED). Pre porovnanie medzi jednotlivými intervalmi sme počítali aj priemernú ročnú hodnotu tejto bilancie.

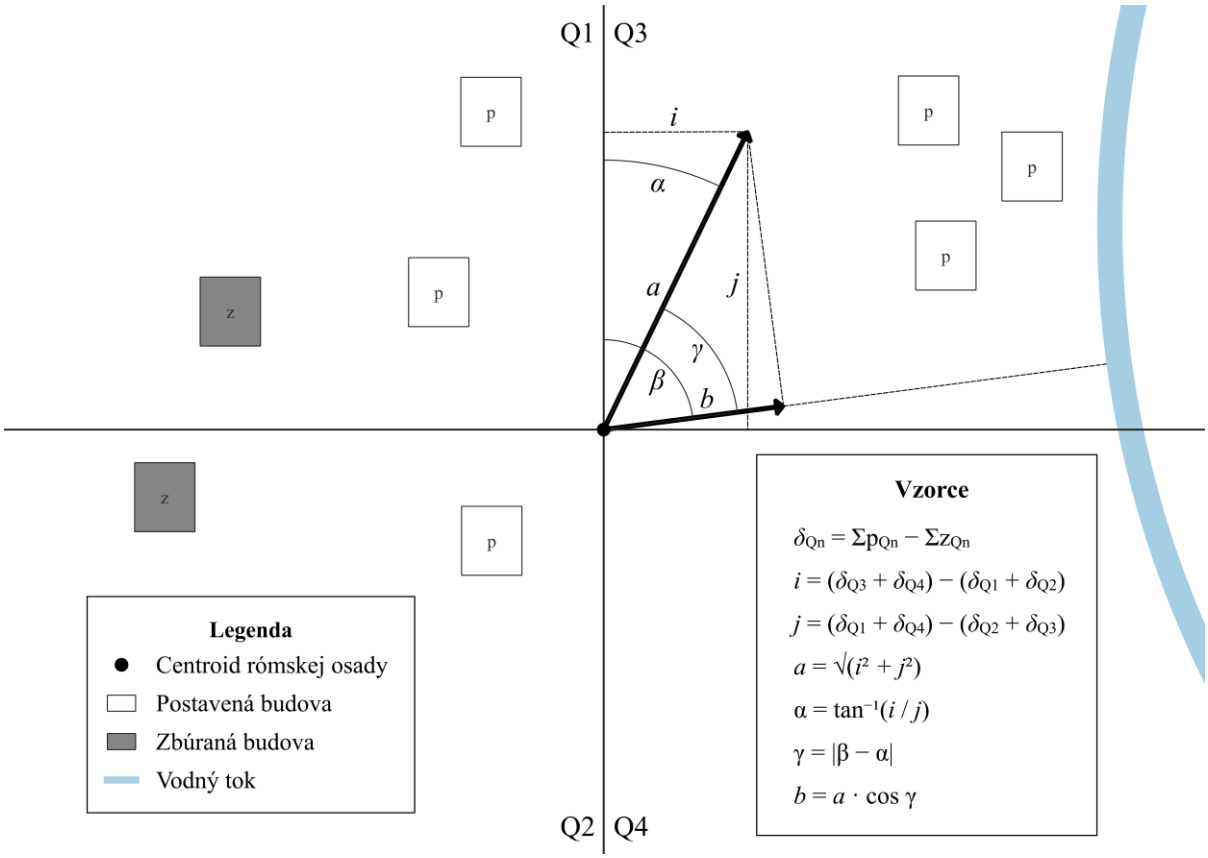
**Table 1. Schéma identifikácie procesu akrécie a erózie v období medzi časovými horizontami 2 leteckých snímok**

| Staršia snímka | Novšia snímka | Typ zmeny |
|---|---|---|
| Aktívne riečne koryto | Riečna niva | Akrécia |
| Riečna niva | Aktívne riečne koryto | Erózia |
| Aktívne riečne koryto | Aktívne riečne koryto | Nezmenené |

Na všetkých vybraných snímkach sme v rámci rómskej osady vektorizovali polygóny budov a viditeľných nahromadení odpadu. Každá budova bola samostatným polygónom, rovnako ako všetky väčšie súvislé odpadové plochy. Geometria jednotlivých budov vychádzala z ich vyobrazenia na leteckej snímke a pri zhlukoch viacerých budov sme ich rozlišovali podľa farby a tvaru strechy. Ako odpad boli klasifikované neštruktúrované zhluky pixelov s výraznou variabilitou odrazivosti. Celý proces sme začínali od najnovších časových úsekov smerom k najstarším. Týmto spôsobom sme mohli pri identifikácii jednotlivých objektov využívať kontext z novšieho časového úseku, čo pomohlo hlavne pri vektorizácii najstarších snímok s horším priestorovým rozlíšením. Súčasťou analýzy bolo aj vektorizovanie vegetácie v rámci osád. Vegetačné plochy sme identifikovali poloautomaticky na základe hodnôt odrazivosti jednotlivých snímok. Trieda komunikácie bola definovaná ako všetko v rámci hraníc osady, čo nebolo budovou, odpadom alebo vegetáciou.

Dáta DMR 5.0 z roku 2019 sme kombinovali s vektorizovanými vrstvami pri tvorbe priečnych profilov riečnej nivy. Zostrojili sme profil pretínajúci začiatok rómskej osady (vo vzťahu k smeru odtoku vodného toku), jej stred aj koniec. Pomocou rozšírenia Profile tool sme v prostredí QGIS následne vytvorili profily DMR 5.0, ktoré sme doplnili o údaje z vektorizovaných polygónov. Ako doplnok k informácii, ktoré profily poskytli, sme vytvorili aj priečne profily aktívneho riečneho koryta podľa GPS dát získaných na terénnych meraniach z jesene 2025.

Pri analýze rastu osady medzi dvomi časovými horizontami sme sa inšpirovali sektorovými analýzami urbánneho rastu, ktoré vyjadrujú smer a intenzitu najväčšieho rastu (Cao et al. 2015; Mandal et al. 2020). V mierke rómskej osady sme zvolili variant, v ktorom sme osadu rozdelili na 4 rovnaké sektory (kvadranty), s počiatkom karteziánskej súradnicovej sústavy v centroide rómskej osady zo staršieho časového horizontu. Z gradientov zastavanej plochy (δ) v každom kvadrante sme pomocou analytickej geometrie vypočítali najskôr karteziánske súradnice vektoru najväčšieho rastu ($i$, $j$), ktoré sme následne previedli na polárne súradnice ($a$, $\alpha$), kde $a$ zodpovedalo radiálnej vzdialenosti vektoru s azimutom $\alpha$ (obr. 2). Ďalej sme identifikovali azimut, v ktorom sa od rómskej osady nachádzal priľahlý vodný tok ($\beta$), pre ktorý sme následne vypočítali priemet vektoru ($a$, $\alpha$) do ($b$, $\beta$), ktorý kvantifikoval ako sa rómska osada medzi dvomi sledovanými časovými horizontami priblížila alebo vzdialila od priľahlého vodného toku. Radiálna vzdialenosť $b$ mala kladnú hodnotu ak sa znížila vzdialenosť rómskej osady od daného vodného toku a zápornú hodnotu v prípade jej vzdialenia.

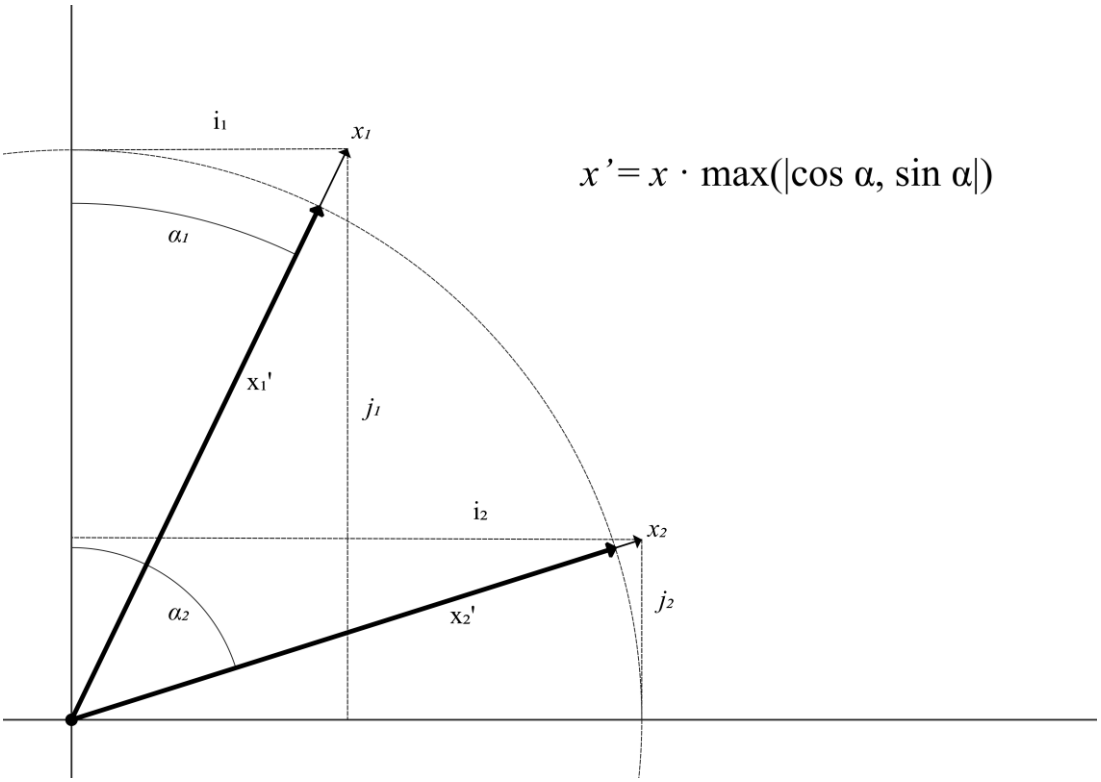



**Obr. 2. Schéma výpočtu vektoru najväčšieho rastu rómskej osady (a, α) a intenzity rastu smerom k vodnému toku b. Pre každý kvadrant (Q1-Q4) sme vypočítali gradient plochy budov (δ), čo vstúpilo do výpočtu smerových vektorov (i, j), z ktorých sme vypočítali radiálnu vzdialenosť a a azimut najväčšieho rastu α. Azimut priľahlého vodného toku β sme odhadli a vypočítali jeho odchýlku od α (γ).**

Veľkosti vektorov sme škálovali na kružnicu podľa jednotkového vektora (obr. 3), čím sme dosiahli ich porovnateľné hodnoty nezávislé od azimutu. Keďže časový interval medzi jednotlivými snímkami nebol jednotný, pri porovnávaní zmien medzi rôznymi časovými horizontami sme používali aj hodnoty intenzity najväčšej zmeny prepočítané na jeden rok. Napokon sme pracovali aj s podielom intenzity najväčšej zmeny na sume všetkých gradientov, čím sme vyjadrili mieru anizotropie (Germain et al. 2003):

$$A = \frac{a}{\sum_{n=1}^{4} \delta_{Qn}}$$

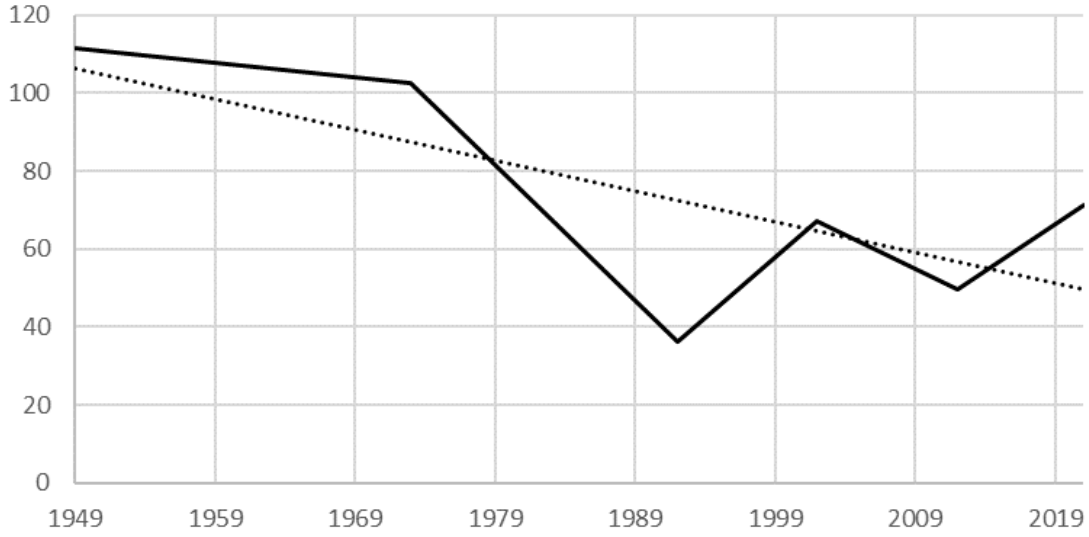
Čím vyššie bolo $A$, tým viac rómska osada rástla do dominantného smeru v azimute $\alpha$. Pokiaľ malo osídlenie kladný gradient v každom kvadrante (v žiadnom sektore sa nezmenšilo), bola maximálna hodnota $A = 1$, čo zodpovedalo úplnej anizotropií. V prípadoch, že gradient v niektorom z kvadrantov dosiahol záporné hodnoty (ubudlo viac zastavanej plochy ako pribudlo novej), mohlo byť $A > 1$.



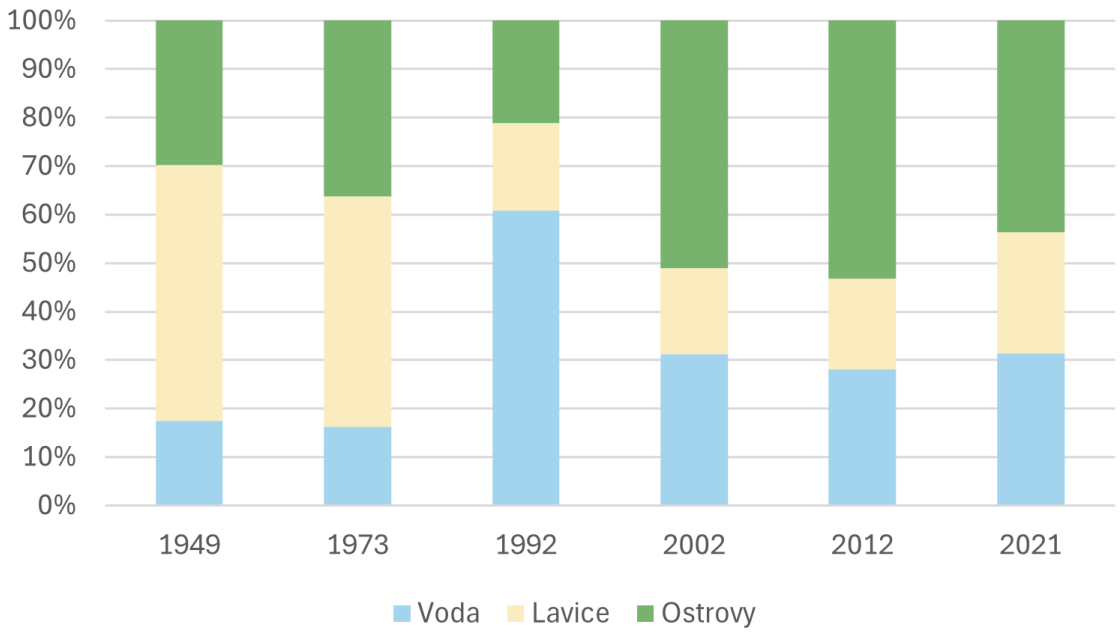

**Obr. 3. Schéma škálovania vektorov zmeny (x) na kružnicu (x') podľa jednotkového vektora.**

## VÝSLEDKY A DISKUSIA

Aktívne riečne koryto rieky Belá v okolí rómskej osady v Pribyline sa v skúmanom období zúžilo v zmysle jeho priemernej šírky aj celkovej plochy (obr. 4 a 6). Tento trend vyvrcholil už v roku 1992, no odvtedy už nedosiahlo šírku z predošlých časových horizontov. Zužovanie aktívneho riečneho koryta bolo sprevádzané aj postupným nárastom plochy ostrovov s vysokou vegetáciou v pomere k ploche lavíc (obr. 5).




**Obr. 4. Zmeny priemernej šírky aktívneho riečneho koryta rieky Belá pri rómskej osade v Pribyline medzi rokmi 1949 – 2021.**

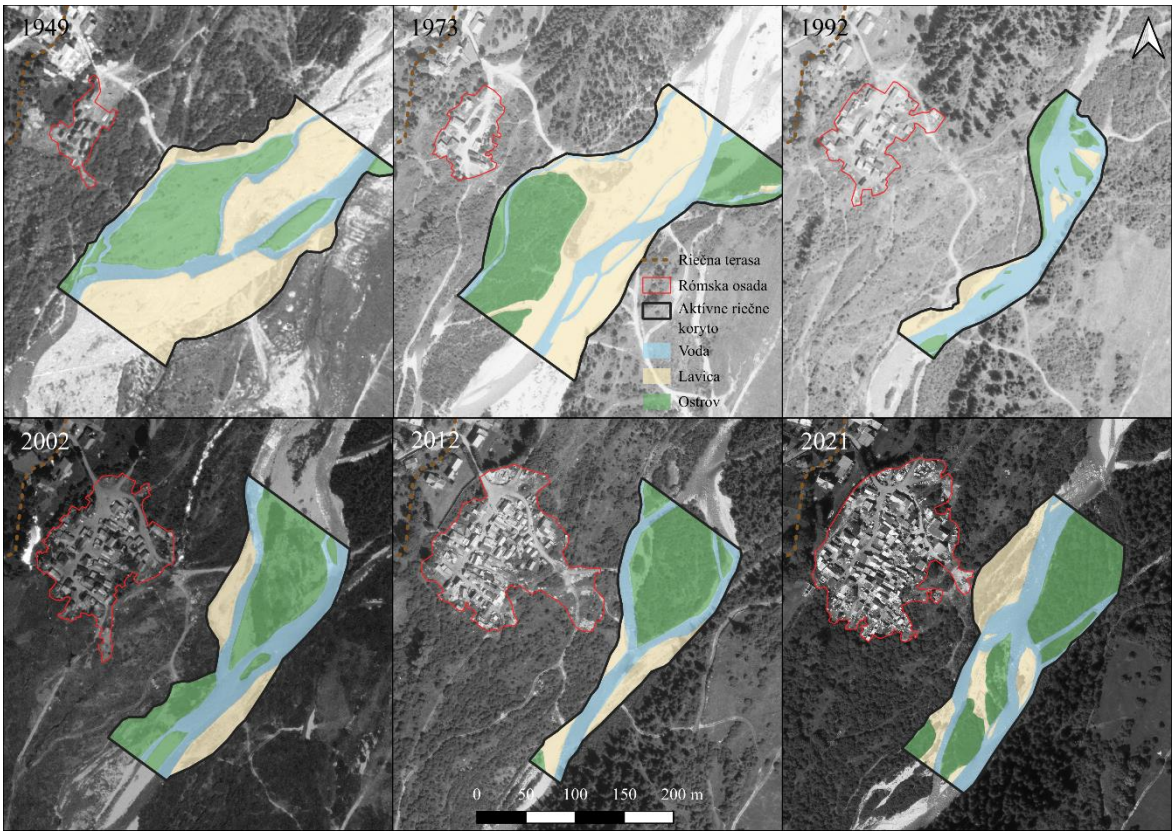



**Obr. 5. Zmeny podielu tried aktívneho riečneho koryta rieky Belá v úseku pri rómskej osade v Pribyline medzi rokmi 1949 – 2021.**

Z perspektívy vývoja rómskej osady nastali najväčšie zmeny medzi rokmi 1973 a 1992, kedy aktívne riečne koryto Belej dosahovalo najvyššie hodnoty rýchlosti akrécie (tab. 2) a na brehu priľahlému k osade prevyšoval proces akrécie nad eróziou o vyše $21.10^3$ $m^2$. Na časť tejto novovzniknutej riečnej nivy sa rómska osada rozšírila v rozmedzí od 10 do 20 rokov. Následné rozšírenie aktívneho riečneho koryta medzi rokmi 2012 a 2021 potom zasiahlo aj funkčnú plochu rómskej osady, ktorá sa z tohto územia stiahla.

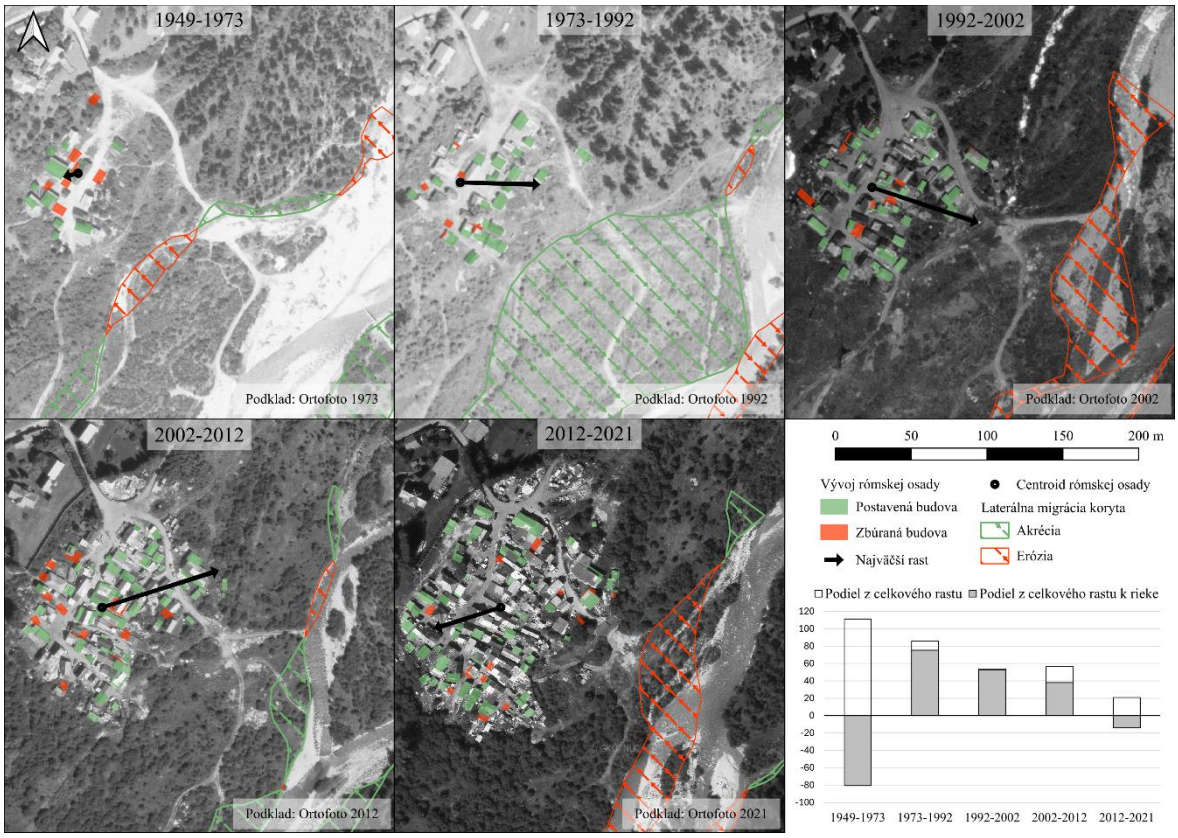
**Tabuľka 2. Zmeny rómskej osady v Pribyline a priľahlého úseku aktívneho riečneho koryta rieky Belá, ktoré ovplyvnili ich vzájomnú pozíciu. Okraj a centroid osady boli definované vrstvou budov, nie funkčným územím osady**

| Obdobie | Výskyt povodní | Ročná ED – oba brehy [$m^2$/rok] | Ročná ED – priľahlý breh [$m^2$/rok] | Ročná ED – odľahlý breh [$m^2$/rok] | $\gamma$ [°] | $b$ [$m^2$/rok] | Priblíženie okraja osady ku aktívnemu r. korytu v.t. [m] | Priblíženie centroidu osady k v.t. [m] |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **1949 – 1973** | Áno | - 149,33 | 17,14 | - 166,47 | 136,23 | -5,94 | 22,86 | 15,64 |
| **1973 – 1992** | Nie | -1 393,15 | -1 132,63 | - 260,52 | 28,55 | 35,63 | -54,02 | -91,05 |
| **1992 – 2002** | Áno | 1 239,54 | 774,80 | 464,74 | 11,58 | 58,97 | 15,31 | 37,07 |
| **2002 – 2012** | Nie | - 710,11 | - 443,80 | - 266,30 | 47,62 | 44,09 | 18,94 | -5,73 |
| **2012 – 2021** | Áno | 959,41 | 711,85 | 247,56 | 132,16 | -25,21 | 22,98 | 29,4 |



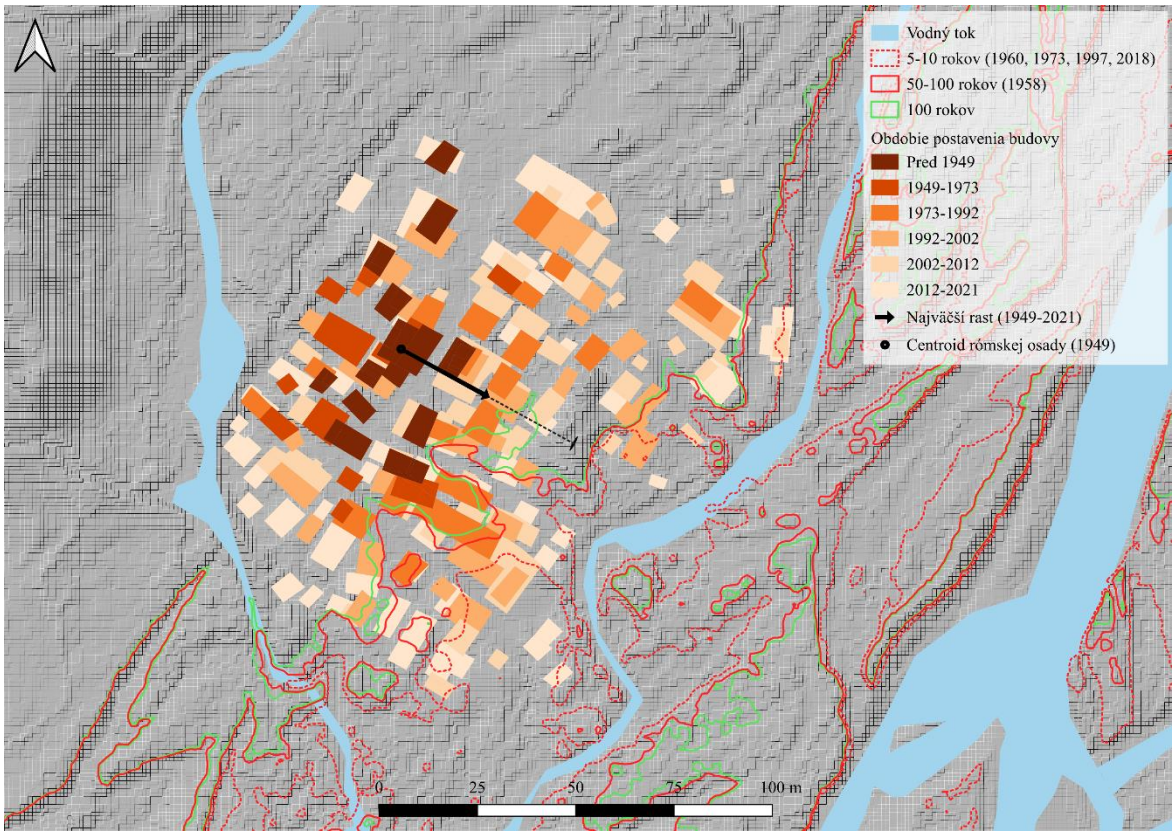

**Obr. 6. Vývoj aktívneho riečneho koryta rieky Belá vo vzťahu k rómskej osade v Pribyline.**

Vývoj rómskej osady v Pribyline smeroval stále bližšie k rieke Belá (tab. 2). Výnimkou je obdobie medzi rokmi 1973 – 1992 kedy sa okraj aj centroid rómskej osady vzdialili od jej aktívneho riečneho koryta. Odchýlka dominantného smeru rastu rómskej osady od koryta Belej $\gamma$ bola síce v tomto období iba necelých 30°, avšak samotné koryto sa procesom laterálnej migrácie vzďaľovalo rýchlejšie (obr. 7). Najväčší rast rómskej osady smeroval od Belej iba v počiatočnom období medzi rokmi 1949 – 1973 a v poslednej etape medzi rokmi 2012 a 2021. Už v prvom prípade rómska osada dosiahla hranice svojej vonkajšej expanzie od rieky zhmotnené v bariére tvorenej riečnou terasou a pozemkom vodného mlynu s mlynským náhonom. V ďalších etapách bol vývoj rómskej osady od rieky možný hlavne formou zahusťovania zástavby v častiach osídlenia pri hranici riečnej nivy. V období rokov 2012 – 2021 bol podstatný prírastok budov v juhozápadnej časti osady, čo zodpovedalo rastu rovnobežne s riekou. V kombinácii so zahustením zástavby v západnej časti osídlenia ležiacej na brehoch mlynského náhonu tak bola odchýlka najväčšieho rastu od rieky $\gamma$ okolo 130°. V skúmanom období sme mohli zároveň sledovať aj postupné znižovanie miery anizotropie $A$.



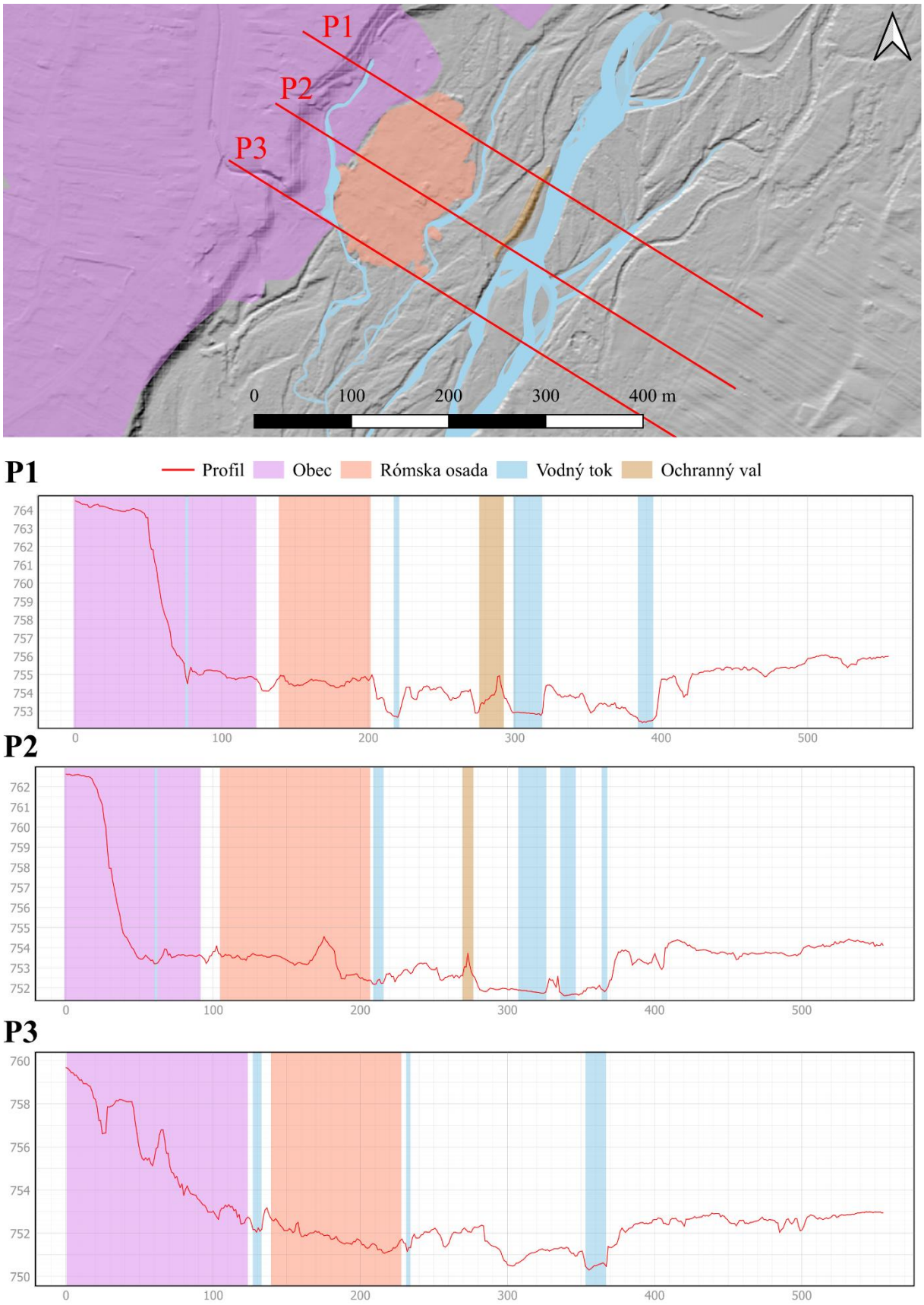

**Obr. 7. Rast rómskej osady v Pribyline vo vzťahu k laterálnej migrácii rieky Belá. Uvedené centroidy náležia vždy k začiatku obdobia. Veľkosť vektoru najväčšieho rastu je vyjadrená po škálovaní na kružnicu a prepočítaná na rok. Podiel z celkového rastu predstavuje mieru anizotropie a podiel z celkového rastu k rieke predstavuje podiel intenzity rastu k rieke k celkovému rastu rómskej osady. Negatívne hodnoty dosahuje v prípadoch keď azimut najväčšieho rastu smeruje od rieky.**

V kontexte povodňového ohrozenia ukázala analýza rastu rómskej osady v Pribyline (obr. 8) nasledujúce zistenia. Povodeň s najväčším prietokom s intervalom opakovania 50 – 100 rokov sa uskutočnila už v prvom skúmanom období v roku 1958. Podľa modelovaného rozsahu tejto situácie by vtedy nezasiahla žiadne budovy, ale voda by sa dostala až ku vtedajšej hranici rómskej osady. Od roku 1973 sa síce osídlenie rozšírilo aj na územie ohrozené porovnateľnou povodňou, no tak vysoký prietok sa na rieke Belá až do súčasnosti neopakoval. Rómska osada sa odvtedy smerom k rieke rozšírila natoľko, že už v roku 1997 bola zasiahnutá aj menšou povodňou s intervalom opakovania 5 – 10 rokov. Povodeň podobného rozsahu sa zopakovala aj v roku 2018, kedy stálo v zasiahnutej oblasti ešte viac budov. Stalo sa to aj napriek tomu, že medzi rokmi 2012 – 2015 bol medzi Belou a rómskou osadou vybudovaný ochranný val (obr. 9).




**Obr. 8. Vývoj rastu rómskej osady v Pribyline vo vzťahu k povodňovému ohrozeniu. Červenou čiarou sú znázornené modelované prietoky, ktoré sa v skúmanom období vyskytli a zelenou čiarou sú zas reprezentované modelované prietoky, ktoré v tomto období neboli dosiahnuté. Veľkosť najväčšieho rastu vyjadruje mieru anizotropie a dĺžka prerušovanej čiernej úsečky od centroidu rómskej osady predstavuje hodnotu anizotropie A = 1.**

V poslednom časovom horizonte bola juhovýchodná hranica rómskej osady tvorená vedľajším korytom Belej, ktoré bolo zároveň zdrojom povodňového ohrozenia tohto osídlenia (obr. 8). To vysvetľuje ohrozenie aj pri relatívne nízkych prietokoch napriek ochrannému valu, ktorý chráni iba pred vyliatím vody z hlavného koryta. Zo severozápadu leží obec Pribylina a riečna terasa, z juhozápadu zas tečie mlynský náhon a na severovýchode je lužný les. Práve v severnej časti osídlenia môžeme pritom vidieť najväčšie vertikálne oddelenie od dna doliny s hodnotami viac ako 2 m (obr. 9, profil P1). V centrálnej a južnej časti pritom rómska osada leží miestami iba 1 m nad dnom doliny (obr. 9, profil P2 a P3). Do oblasti profilu P3 už ochranný val nedosahuje, jeho funkciu tu však kompenzuje vertikálna erózia hlavného koryta. Oproti úrovni aktívneho riečneho koryta z roku 1973 bolo hlavné koryto v roku 2019 položené o skoro 2 m nižšie.




**Obr. 9. Priečne profily rieky Belá pretínajúce rómsku osadu v Pribyline. Zdroje dát sú z roku 2019.**

Vývin aktívneho riečneho koryta Belej v našom výskume zodpovedal výsledkom predošlých výskumov v tejto lokalite. Zužovanie Belej, zmenu jej pôdorysnej vzorky z divočiaceho na migrujúci vodný tok a úbytok lavíc v jej aktívnom riečnom koryte boli popísané hlavne v prácach kolektívu okolo Kidovej, Lehotského a Rusnáka (Kidová et al. 2016; Kidová et al. 2017; Rusnák a Kidová 2018; Kidová et al. 2021).

Slovenské rómske osady predstavujú zo socio-hydrologického hľadiska unikátny predmet výskumu, pretože väčšina ich vývoja prebehla v dobe pravidelného snímania celej krajiny metódami diaľkového prieskumu Zeme. Segregované rómske osídlenia síce jestvovali dlho predtým, ale ešte v 50. rokoch minulého storočia boli oveľa menšie (Matlovičová et al. 2012). Kým ešte v roku 1949 tvorilo rómsku osadu v Pribyline asi 14 budov, v roku 2021 to už bolo 126. Veľkú časť ich koevolúcie s riečnou krajinou sme mohli zreprodukovať pomocou leteckých snímok, čo nemožno zreplikovať pre väčšinu slovenských obcí, u ktorých táto koevolúcia prebiehala aj o storočia skôr.

Rómska osada v priebehu skúmaného obdobia expandovala napriek výskytu povodní stále bližšie k priľahlej rieke Belá. Síce tam medzi rokmi 2012 – 2015 vznikla protipovodňová infraštruktúra vo forme valu oddeľujúceho hlavné koryto Belej od rómskej osady, no podľa našich modelov neuchráni ani pred 10-ročným prietokom, pretože hlavným zdrojom povodňového ohrozenia bolo jedno z vedľajších korýt Belej, ktoré tečie priamo cez osídlenie. Povodne kvôli tomu nepredstavujú jedinú manifestáciu hrozby vychádzajúcej z riečnej krajiny, keďže viackorytové riečne systémy môžu byť náchylné na reokupáciu starých korýt avulziou (Kidová a Lehotský 2012). Pri avulzii 2. rádu hlavné koryto mení svoju pozíciu v rámci viackorytového riečneho systému. Scenár takejto avulzie do koryta pretekajúceho rómskou osadou by pre ňu mohol mať katastrofické následky.

Z týchto dôvodov nemožno konštatovať postupné znižovanie povodňového ohrozenia skúmanej rómskej osady, tak ako to je implikované v socio-hydrologickej teórii (Di Baldassarre et al., 2013). Naopak v novších časových horizontoch by bolo povodňou rovnomernej intenzity zasiahnutých viac budov ako na začiatku skúmaného obdobia. Migrácia do bezpečnejších lokalít bola limitovaná topografickou bariérou vo forme až 9-metrov vysokej riečnej terasy a antropogénnou bariérou manifestovanou v zástavbe na úrovni riečnej terasy a pozemku vodného mlynu na najvyšších miestach riečnej nivy. Protipovodňová infraštruktúra síce v okolí rómskej osady vznikla, ale o tom, či vôbec plní nejakú ochrannú funkciu by sa dalo polemizovať. Naopak skôr môže poskytovať falošný pocit bezpečia, ktorý môže viesť k ďalšiemu navýšeniu povodňového ohrozenia (Heine a Pinter, 2012).

Pred zavrhnutím spomínanej teórie je potrebné uviesť naše výsledky na pravú mieru. V prvom rade príklad jedného náhodného a arbitrárne vybraného sídla nehovorí nič o všeobecnom trende. Tak isto uvedené mechanizmy vychádzajú z abstrakcie od všetkých vplyvov na vývoj sídiel nesúvisiacich s riečnou krajinou. V reálnych situáciách nemožno vždy očakávať, že hlavným vysvetlením umiestnenia a rozloženia sídla bude proces znižovania hrozby spojenej s riečnou krajinou spojený so zachovaním z nej plynúcich benefitov. Okrem toho samotné rómske osady vznikali za veľmi špecifických historicko-spoločenských podmienok, ktoré sú podstatne odlišné od pomerov, v ktorých vznikali napríklad slovenské obce. Vlastnícko-právne pomery druhej polovice 20. storočia či v súčasnosti sú diametrálne odlišné od tých feudálnych alebo novovekých. Presunutie obydlia o pár desiatok metrov na bezpečnejšie miesto v dôsledku povodne pôsobí reálnejšie v podmienkach stredovekých vidieckych usadlostí ako vo svete, kde je každý kus krajiny rozdelený parcelou s jasne definovaným vlastníckym a užívateľským právom. Spomenutú socio-hydrologickú teóriu preto treba vnímať voľnejšie. Nemá všeobecnú platnosť prírodného zákona, ale v skutočnosti veľmi závisí od spoločenského kontextu, v ktorom sa dané sídlo vyvíjalo.

## ZÁVER

Cieľom tejto práce bolo využitie časovej série priestorových dát pri skúmaní socio-hydrologických mechanizmov koevolúcie sídla s riečnou krajinou, v ktorej sa nachádza. Z analýzy rastu rómskej osady v obci Pribylina a morfologických zmien úseku rieky Belá v okolí rómskej osady sme preukázali postupné približovanie tohto sídla k rieke. Dialo sa tak napriek zužovaniu aktívneho riečneho koryta Belej a opakovanému výskytu povodní v lokalite. Medzi rokmi 2012 a 2015 síce bol vybudovaný ochranný val oddeľujúci hlavné koryto rieky od rómskej osady, no hlavnou hrozbou aj naďalej zostalo vedľajšie koryto Belej, ktoré preteká priamo cez zástavbu tohto osídlenia. Postupné znižovanie povodňového ohrozenia implicitne zakotvené v uvedenej socio-hydrologickej teórii sa tak v našom prípade neuskutočnilo, čo vysvetľujeme mimo iného aj špecifickým spoločensko-historickým kontextom, v ktorom prebehol vznik a vývoj slovenských rómskych osád.

### Poďakovanie

Tento výskum bol financovaný z projektu APVV-22-0428.

## LITERATÚRA

Ansari, A.H., Mejia, A., Cibin, R. (2024): Flood teleconnections from levees undermine disaster resilience. Npj Natural Hazards, vol. 1, no. 1, 2.

Cao, Y., Bai, Z., Zhou, W., Ai, G. (2015): Gradient Analysis of Urban Construction Land Expansion in the Chongqing Urban Area of China. Journal of Urban Planning and Development, vol. 141, no. 1, 05014009.

Di Baldassarre, G., Viglione, A., Carr, G., Kuil, L., Salinas, J.L., Blöschl, G. (2013): Socio-hydrology: Conceptualising human-flood interactions. Hydrology and Earth System Sciences, vol. 17, no. 8, 3295–3303.

Germain, C., Da Costa, J.P., Lavialle, O., Baylou, P. (2003): Multiscale estimation of vector field anisotropy application to texture characterization. Signal Processing, vol. 83, no. 7, 1487–1503.

Heine, R.A., Pinter, N. (2012): Levee effects upon flood levels: An empirical assessment. Hydrological Processes, vol. 26, no. 21, 3225–3240.

Jurová, A. (2002): Historický vývoj rómskych osád na Slovensku a problematika vlastníckych vzťahov k pôde („nelegálne osady“). Individual and Society, vol. 4, no. 5, 13–43.

Kidová, A., Lehotský, M. (2012): Časovo- priestorová variabilita morfológie divočiaceho a migrujúceho vodného toku Belá. Geografický časopis / Geographical Journal, vol. 64, no. 4, 311–333.

Kidová, A., Lehotský, M., Rusnák, M. (2016): Geomorphic diversity in the braided-wandering Belá River, Slovak Carpathians, as a response to flood variability and environmental changes. Geomorphology, vol. 272, 137–149.

Kidová, A., Lehotský, M., Rusnák, M. (2017): Recent Channel Planform Evolution of a Braided-Wandering River Using Multitemporal Data and GIS (Case Study of the Belá River, Slovak Carpathians). Acta Scientiarum Polonorum. Formatio Circumiectus, vol. 16, no. 1, 247–259.

Kidová, A., Radecki-Pawlik, A., Rusnák, M., Plesiński, K. (2021): Hydromorphological evaluation of the river training impact on a multi-thread river system (Belá River, Carpathians, Slovakia). Scientific Reports, vol. 11, no. 1, 6289.

Mandal, S., Kundu, S., Haldar, S., Bhattacharya, S., Paul, S. (2020): Monitoring and Measuring the Urban Forms Using Spatial Metrics of Howrah City, India. Remote Sensing of Land, vol. 4, no. 1–2, 19–39.

Matlovičová, K., Matlovič, R., Mušinka, A., Židová, A. (2012): The Roma population in Slovakia. Basic characteristics of the Roma population with emphasis on the spatial aspects of its differentiation. V J. Pénzes & Z. Radics (Ed.), Roma population on the peripheries of the Visegrad countries: Spatial trends and social challenges. Didakt.

Nečas, C. (2007): Tragické osudy slovenských a českých Romů v době od konce 30. Do poloviny 40. Let minulého století. V Z. Kumanová & A. B. Mann (Ed.), Nepriznaný holocaust (s. 7–14). Občianske združenie In minorita.

Rusnák, M., Kidová, A. (2018): Recentné morfologické zmeny slovenských vodných tokov Belá a Ondava v Západných Karpatoch od druhej polovice 20. Storočia. Geographia Cassoviensis, vol. 12, no. 2, 195–211.

Sivapalan, M., Savenije, H.H.G., Blöschl, G. (2012): Socio-hydrology: A new science of people and water. Hydrological Processes, vol. 26, no. 8, 1270–1276.

White, G.F. (1945): Human Adjustments to Floods: A Geographical Approach to the Flood Problem in the United States. University of Chicago.

# ASSESSMENT OF CURRENT TRENDS IN RAINFALL-INDUCED FLOOD ACTIVITY IN THE UKRAINIAN PART OF THE PRUT RIVER BASIN (1958–2023)

**Stanislav Moskalenko**
Taras Shevchenko National University of Kyiv

*Corresponding author: Stanislav Moskalenko, Taras Shevchenko National University of Kyiv, Akademika Glushkova Avenue, 2a, Kyiv, Ukraine, 03022, email: stanislavmoskalenko@knu.ua*

## ABSTRACT

The transformation of extreme hydrological phenomena under global warming highlights the urgency of researching river regimes in the Carpathian region. The Prut River basin is particularly vulnerable to catastrophic rainfall floods. This study assesses current trends in flood activity within the Ukrainian part of the Prut River basin amid intensifying climate instability. Using mathematical statistics on historical data from 1958 to 2023, we investigated warm-season runoff redistribution. Additionally, we analyzed changes in the distribution parameters of maximum rainfall floods, including their frequency and return periods, while identifying the underlying climate triggers.

Because rainfall floods occur multiple times a year within the Prut River basin, two types of chronological data series were constructed: the Annual Maximum Series (AMS) and Partial Duration Series (PDS). We conducted a comparative analysis of maximum rainfall flood runoff on the Prut River at Yaremche and the Cheremosh River at Usteriky across two equal intervals: the baseline period (1958–1990) and the current period (1991–2023). The results reveal a pronounced spatial heterogeneity and regional asymmetry in the hydrological response of these adjacent catchments.

Despite their geographic proximity, these basins demonstrate diametrically opposed trends. The Prut River is characterized by a gradual weakening of flood activity, showing a simultaneous decline in both frequency and magnitude. Conversely, a significant intensification of extreme flood events is observed along the Cheremosh River. This intra-regional differentiation is driven by localized factors. Specifically, the Chornohora and Hryniava ranges act as a powerful orographic barrier that enhances regional cyclogenesis and vertical convective air mass movements. These findings provide critical insights for optimizing flood protection systems and evaluating hydrological risks under intensifying climate instability.

**Keywords:** Prut River basin, Ukrainian Carpathians, rainfall floods, annual maxima, partial duration series, flood frequency, climate change impacts, regional asymmetry

## INTRODUCTION

Climate change represents one of the most critical challenges of our time, substantially altering the hydrological regimes of rivers worldwide. The formation of these regimes results from complex, spatio-temporal interactions among climatic, hydrological, hydrogeological, and physiographic conditions. Current global warming trends drive a significant transformation and non-stationarity of extreme hydrological events across the European continent (Blöschl et al., 2017). As evidenced by long-term studies from 1950 to 2020, European flood dynamics show pronounced non-stationary trends driven by the combined influence of climatic and socio-economic factors (Tilloy et al., 2023). Furthermore, global climate shifts trigger compound extreme heat and drought conditions, posing a severe threat to hydrosystem stability. Notably, recent research highlights a paradoxical pattern where a global increase in mean warm-season precipitation contrasts with a manifold decrease in mean warm-season runoff; this discrepancy intensifies the development of compound hydrological extremes under high temperatures (Li et al., 2023). This shift is further reflected in the declining runoff seasonality of snow-dominated

rivers in Central Europe, where elevated winter and spring runoff occurs alongside severe water deficits in summer and early autumn.

Spatial transformation and scalability analyses of flood processes confirm a distinct climate asymmetry in Europe. This pattern is documented in detail within the reports of the European Environment Agency (EEA) and the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). A clear north-south gradient is observed across the continent. Specifically, Northern Europe exhibits a trend toward increased river runoff volumes and higher flood frequencies. In contrast, Southern Europe faces a decline in overall runoff accompanied by a rising threat of extreme flash floods. Concurrently, numerous hydrological and climatic studies confirm the northward and upslope migration of flood activity. This shift is increasingly directed toward higher latitudes and mountain systems, such as the Alps and the Carpathians.

The catchment scalability factor is of particular importance for risk forecasting and mitigation, as runoff transformation dynamics depend directly on the basin area (Hall et al., 2014). In small catchments, the spatial heterogeneity of extreme rainfall plays a dominant role. If the epicenter of a downpour directly hits the catchment, it triggers a sudden flash flood. Conversely, a neighboring basin just a few kilometers away might show no water level rise at all. Large river systems display higher buffering capacity due to natural landscape regulation by forests, wetlands, floodplains, and reservoirs. Consequently, the formation of a flood regime in large basins requires large-scale wetting across the entire catchment territory.

In this context, assessing the hydrological regime of the Carpathian region of Central Europe becomes highly relevant, given its significant intra-annual fluctuations (Snizhko et al., 2023; Maslova et al., 2024). Over recent decades, the hydrological regime of rivers in the Ukrainian Carpathians has exhibited a specific and hazardous phenomenon: abrupt "phase transitions." These transitions manifest as a sharp shift in the hydrosystem's state from critical low-flow periods (extreme low water) to destructive, rainfall-induced floods within remarkably short time intervals.

The Ukrainian part of the Prut River basin occupies a prominent position among such vulnerable regions (Moskalenko et al., 2021). Its runoff formation critically depends on the genesis and trends of atmospheric precipitation, as well as the specifics of atmospheric circulation. Concurrently, the high drainage density, combined with mountainous terrain, leads to frequent catastrophic flooding. Despite the existence of several regional studies, a comprehensive analysis of the long-term dynamics of specifically rainfall-induced floods over a long, representative period remains insufficiently addressed in the scientific literature. Therefore, investigating current trends in flood activity initiated by extreme rainfall events is critical for understanding runoff transformation and evaluating hydrological risks in the Prut River basin under intensifying climate instability.

The Prut is one of the largest rivers in Western Ukraine, belonging to the Lower Danube basin alongside the Siret and the Tysza. This transboundary river flows through Ukraine, Romania, and Moldova, spanning a total length of 967 km (299 km within Ukraine) and a basin area of 27,540 km² (8,849 km² within the Ukrainian part). The total elevation drop is 1,577 m. The Ukrainian catchment features a pear-like shape with an average width of 40 km and is divided into three distinct relief zones (Fig. 1):

• Mountainous zone (Carpathians): This area comprises medium-altitude parallel ridges of the Carpathians, including the Chornohora massif (featuring Mt. Hoverla, up to 2,000 m), the Central Carpathians (800–950 m), and the Skyba Carpathians (700–800 m).

• Piedmont zone (Foothills): This region features a complex, deeply dissected relief with altitudes ranging from 350 to 550 m.

• Plain zone (Prut-Dniester interfluve): This territory is characterized by a rolling valley-and-ravine topography.

In the Ukrainian part of the Prut basin, precipitation increases with elevation by a factor of 2 to 2.5, rising from 630–660 mm in the lowlands to 1,400–1,410 mm in the mountains. In certain years, these figures range from 370–560 mm during dry periods to 940–1,835 mm during wet years. The bulk of the annual precipitation (60–80%) falls between May and September.

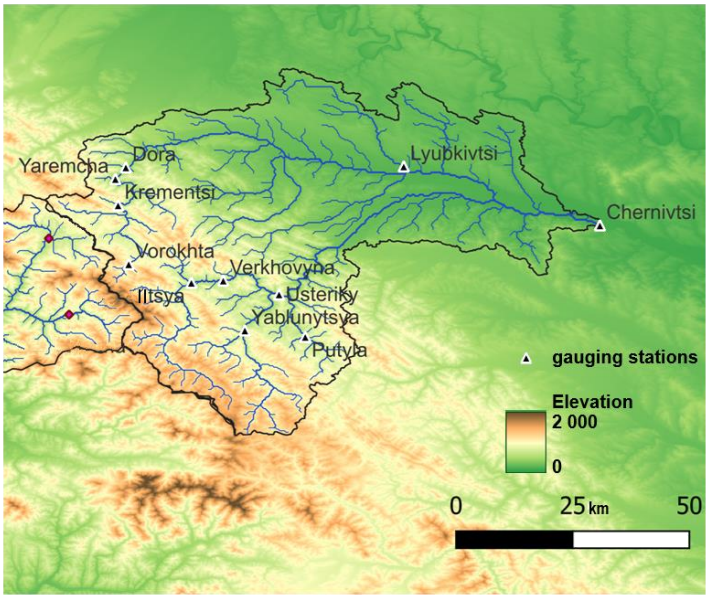



**Fig. 1. Ukrainian part of the Prut River basin.**

Approximately 65% of the Prut River's annual runoff within Ukraine originates in the upper mountainous section of the basin. This high volume is driven by heavy rainfall in the Carpathian Mountains, where daily precipitation can reach up to three times the monthly average, ranging between 150 and 240 mm. Owing to the highly dense drainage network, runoff accumulates rapidly within river channels, leading to frequent and sudden rain-induced flash floods.
With this in mind, the purpose of this article is to assess current trends in the development of rain-induced flood activity within the Ukrainian part of the Prut River basin over the period 1958–2023. To achieve this goal, the following specific objectives have been addressed:
• To investigate runoff redistribution during the warm period of the year through a comprehensive analysis of changes in average and minimum monthly runoff, as well as monthly averaged indicators of maximum rain flood runoff;
• To analyze the distribution parameters of rain flood maxima, including their frequency and return periods of specific intensities;
• To identify current trends in the overall activity of rain-induced flood processes;
• To outline the climate triggers and environmental changes that have contributed to these hydrological shifts in the studied region.

## METHODS AND DATA

To achieve this goal, we employed an integrated approach combining systemic, retrospective, hydro-climatological, landscape, and mathematical-statistical methods. Standard statistical parameters of the distribution – specifically the mean, coefficient of variation (Cv), and coefficient of skewness (Cs) – were determined using conventional hydrological equations. Rain flood recurrence was evaluated following the guidelines of the World Meteorological Organization (WMO) and the University Corporation for Atmospheric Research (UCAR) training course "Flood Frequency Analysis: International Edition" (RA-II/RA-VI-2021).
The return period (RP), in years) represents the average statistical time interval between floods

of a specified or greater magnitude. Statistically, the return period is defined as the reciprocal of the probability of exceedance. To calculate the empirical probability of exceedance, the Weibull plotting position formula was utilized:

$$P = \mathrm{m}/(\mathrm{n}+1) \quad (1)$$

where:
$P$ is the probability of exceedance,
n is the total length of the series (sample size), and
m is the rank of the value in the descending series.
Accordingly, the corresponding return period ($RP$) was determined as follows:

$$RP = (\mathrm{n}+1)/\mathrm{m}. \quad (2)$$

Statistical analysis of rain flood activity dynamics within the Ukrainian part of the Prut River basin was performed for a 66-year period (1958–2023) focusing on the warm season (May–October). The baseline data for this study consisted of historical records of average monthly runoff, minimum monthly discharges, and maximum (both daily and instantaneous) water discharges. These datasets were obtained from two mountainous gauging stations located in the Carpathians: the Prut River at Yaremche and the Cheremosh River at Usteriky (Fig. 1, Table 1).

**Table 1. Main hydrographic characteristics of the studied river basins**

| River - gauging stations | Catchment area of the river basin ($km^2$) | Average height of the river basin (m ASL) | Weighted average slope (m/km) |
|---|---|---|---|
| **Prut River –** Yaremche | 597 | 990 | 9.6 |
| **Cheremosh River –** Usteriky | 1500 | 1100 | 9.0 |

The river basins under study maintained a relatively low level of anthropogenic impact throughout the analyzed period. Until the mid-20th century, the hydrographic network of the Prut and Cheremosh rivers was heavily used for timber rafting. To regulate river flow, specialized wooden dams were constructed in their headwaters. Today, this industry is completely defunct, and the watercourses have returned to their natural state.
Water resource management in the mountainous regions of the Prut and Cheremosh basins has its own distinct characteristics and is strictly governed by environmental legislation. Because a significant portion of the Prut headwaters lies within the Carpathian National Nature Park, and the Cheremosh falls within the Verkhovyna and Cheremosh National Nature Parks, economic activities in these areas are tightly restricted to preserve their unique biodiversity.
Environmental management in the region primarily focuses on recreation and water tourism (specifically rafting), fisheries, recreational angling, and the drinking water supply. Thanks to the high natural purity of the mountain water, these rivers and their tributaries serve as the main water source for adjacent settlements.
The region's hydropower potential is developed conservatively and remains a subject of ongoing debate. Currently, only four small run-of-river and open-type hydroelectric power plants operate in the upper reaches of the Prut and Cheremosh basins. While new small and micro-hydro power projects are occasionally proposed, they face strong opposition from environmentalists and local communities. The primary arguments against such projects are the risks of river ecosystem degradation and falling groundwater levels.

The primary indicator for each specific flood event was the peak discharge recorded during its passage. Since rainfall floods in the Ukrainian part of the Prut River basin occur multiple times a year, two types of chronological data series were constructed for their analysis:

• Annual Maximum Series (AMS): These series contain only the single largest flood discharge recorded for each hydrological year.

• Partial Duration Series (PDS): Also known as peaks-over-threshold, these series include all peak discharges exceeding a specified threshold value, defined here as the lowest discharge from the annual maxima series.

This dual approach provides the most comprehensive overview of flood activity, which is crucial for risk assessment in this flood-prone region (Figs. 2 and 3).

Calculations assessing the flood regime within the Prut River basin were initially performed utilizing average daily maximum water discharge data. However, mountain rivers typically exhibit instantaneous peak maximums within a diurnal cycle. Owing to the steep topography and torrential precipitation patterns, rainfall floods in this region develop within a matter of hours. Consequently, instantaneous maximum water discharges can exceed daily averages several-fold (Fig. 4).

Statistical analysis of the relationship between average daily and instantaneous annual maxima revealed an extremely strong power-law relationship. This correlation is demonstrated by high coefficients of determination for both the Prut River at Yaremche ($R^2$ = 0.884) and the Cheremosh River at Usteriky ($R^2$ = 0.865). In both cases, the peak instantaneous values significantly exceed the daily averages. This discrepancy indicates high flood dynamics and rapid peak formation within these catchments. Specifically, for the Prut River at Yaremche, instantaneous peaks are on average approximately 1.825 times higher than the corresponding daily values. Meanwhile, for the Cheremosh River at Usteriky, the weighted average peak-to-daily transition coefficient is approximately 1.566, confirming that peak values exceed daily averages by this factor.

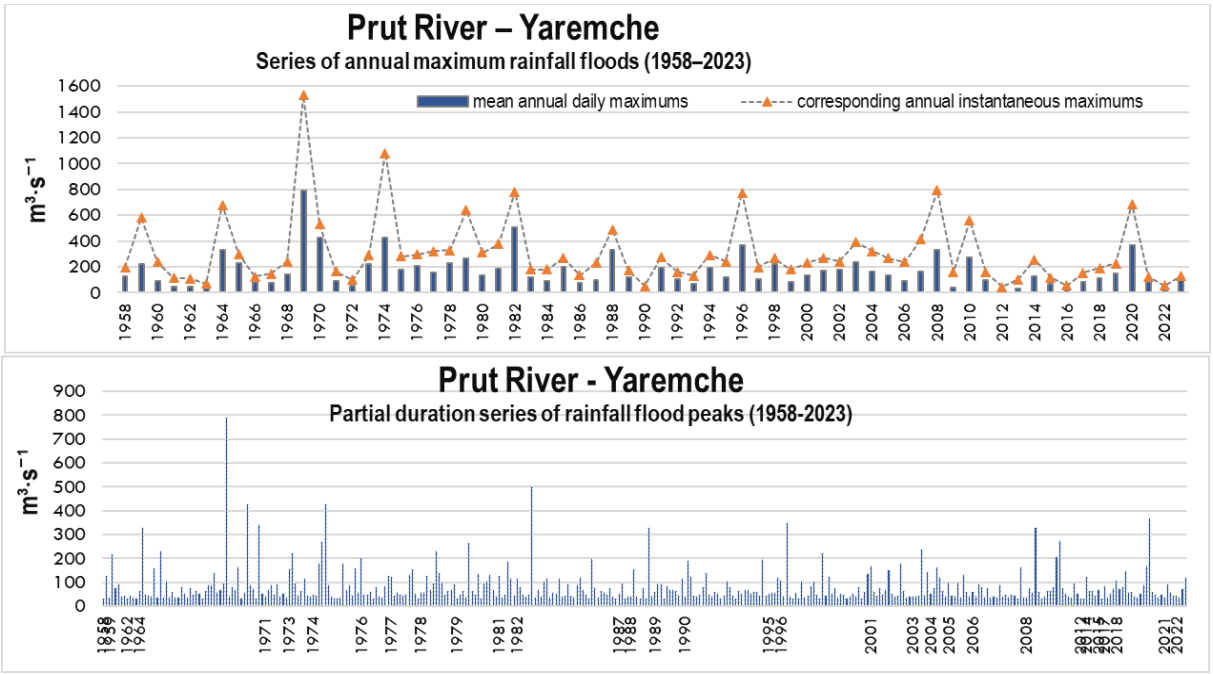



**Fig. 2. Chronological data series of maximum rainfall flood discharges for the Prut River at Yaremche over the period 1958–2023, comparing the Annual Maximum Series (AMS) for both daily average and instantaneous peak discharges with the Partial Duration Series (PDS).**

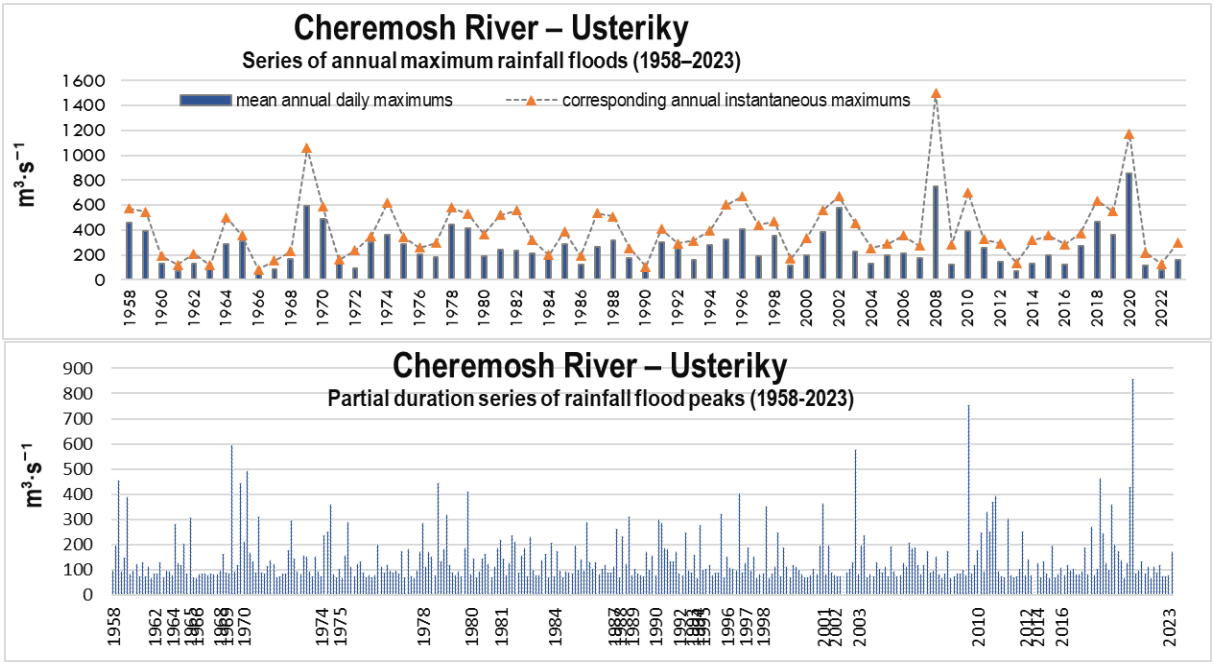



**Fig. 3. Chronological data series of maximum rainfall flood discharges for the Cheremosh River at Usteriky over the period 1958–2023, comparing the Annual Maximum Series (AMS) for both daily average and instantaneous peak discharges with the Partial Duration Series (PDS).**

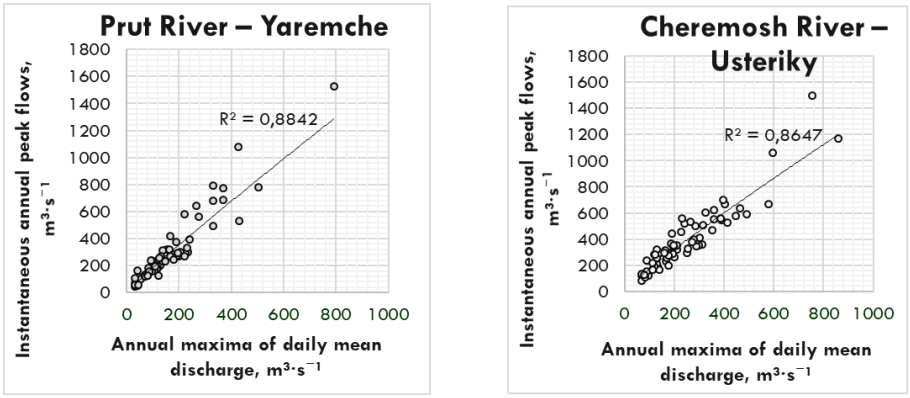



**Fig. 4. Plots of the relationship between average daily annual maximum water discharges and corresponding instantaneous peak discharges during rainfall floods (1958–2023) for the Prut River at Yaremche and the Cheremosh River at Usteriky.**

To assess current trends in flood regime transformation, two distinct periods were contrasted:
• The reference period (1958–1990). Characterized by a relatively stable climate and distinct runoff seasonality.
• The current period (1991–2023). Characterized by rapid global warming and intensifying climate non-stationarity.

## RESULTS AND DISCUSSION

An analysis of changes in the hydrological regimes of the Cheremosh and Prut rivers revealed common features of their modern transformation. This comparative assessment (1958–1990 versus 1991–2023) highlights the primary threats posed by severe rainfall floods. Based on the comparative data (Fig. 5), a significant transformation in the intra-annual runoff distribution is observed. This shift effectively blurs the boundaries of classical hydrological seasons.

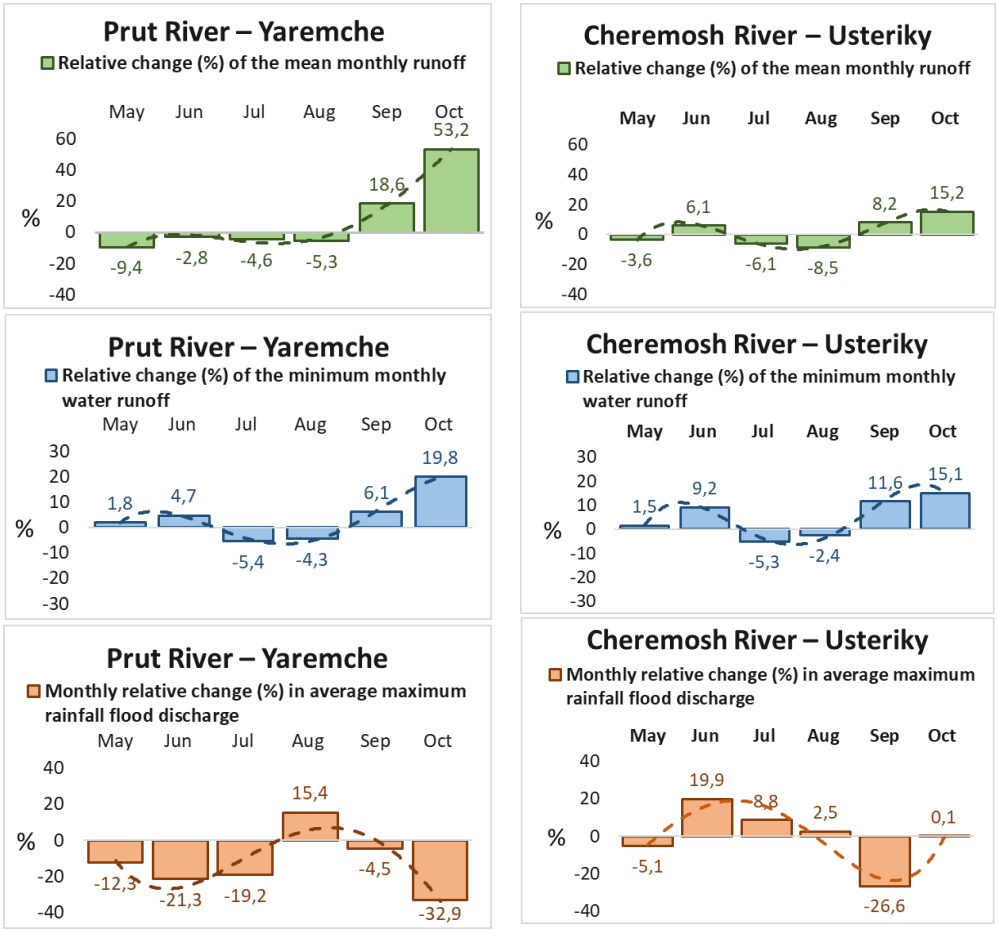



**Fig. 5. Relative changes (%) in mean, minimum, and maximum water discharges for the Prut River (Yaremche) and the Cheremosh River (Usteriky) from May to October, comparing the current period (1991–2023) against the baseline period (1958–1990).**

The main trends and patterns of hydrological processes within the two studied basins are as follows:

• Transformation of summer water runoff: Both rivers are characterized by an intensification of drought phenomena in mid-summer (July-August), resulting in a drier and deeper low-flow period. However, flood dynamics differ between the two systems. On the Cheremosh River, summer floods are intensifying and becoming more acute, particularly in June–July, thereby increasing hydrological risks. Conversely, on the Prut River, the peak of flood activity is shifting toward the end of summer (August).

• Elimination of the classic autumn low-flow period: This elimination represents the primary common feature for both water arteries. A sharp increase in water volume is recorded in September-October. This process is anomalous in nature. It is clearly demonstrated by the Prut River at Yaremche, where the October water runoff increased by more than half (+53%).

• Shift in hydrological hazards: The primary hydrological threats for the Cheremosh River at Usteriky are currently concentrated in the summer period due to the risk of destructive floods. Overall, for both basins, the co-occurrence of two extreme phenomena within a single season—deep summer drought and sudden, intense river water level rises – is becoming an urgent challenge.

The results of the statistical parameter analysis for maximum runoff series, including both annual maximum series (AMS) and partial duration series (PDS) of rainfall floods on the Prut (Yaremche) and Cheremosh (Usteriky) rivers, are presented in Tables 2–4. The calculations

cover the entire observation period (1958–2023) as well as two equal 33-year intervals: the baseline period (1958–1990) and the current period (1991–2023).

**Table 2. Characteristics of flood maximums for the period 1958–2023**

| River - gauging stations | Data series type | Number of events (n) | Average maximum water discharge ($m^3 \cdot s^{-1}$) | Coefficient of variation (*Cv*) | Coefficient of skewness (*Cs*) | Extremes ($m^3 \cdot s^{-1}$) / Year) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **Prut River** - Yaremche | Annual maximums | 66 | 169.0 | 0.77 | 2.25 | Minimum (Threshold): 32.9 (1963) Maximum: 792.0 (1969) |
| | Partial duration maximums | 362 | 83.7 | 0.91 | 4.16 | |
| **Cheremosh River** - Usteriky | Annual maximums | 66 | 257.0 | 0.62 | 1.54 | Minimum (Threshold): 69.4 (1966) Maximum:858. 0 (2020) |
| | Partial duration maximums | 356 | 144.0 | 0.71 | 2.99 | |

**Table 3. Characteristics of annual maximum series of rainfall floods in the Prut River basin (for the observation periods 1958–1990 and 1991–2023)**

| River - gauging stations / Period (years) | Number of events (n) | Average maximum water discharge ($m^3 \cdot s^{-1}$) | Coefficient of variation (*Cv)* | Coefficient of skewness (*Cs)* | Absolute maximum ($m^3 \cdot s^{-1}$) / year) |
|---|---|---|---|---|---|
| **Prut River** – Yaremche | | | | | |
| 1958–1990 (Reference) | 33 | 193.7 | 0.82 | 2.09 | 792 (1969) |
| 1991–2023 (Current) | 33 | 143.4 | 0.61 | 1.11 | 368 (2020) |
| Trend change (Reference → Current) | | ↓ 26% | ↓.0.21 | ↓.0.98 | *Lowering* |
| **Cheremosh River –** Usteriky | | | | | |
| 1958–1990 (Reference) | 33 | 242.3 | 0.55 | 0.80 | 596 (1969) |
| 1991–2023 (Current) | 33 | 271.9 | 0.66 | 1.79 | 858 (2020) |
| Trend change (Reference → Current) | | ↑ 12% | ↑ 0.11 | ↑ 0.99 | *Growth* |

**Table 4. Characteristics of partial duration series of maximum rainfall floods in the Prut River basin (for the observation periods 1958–1990 and 1991–2023)**

| River - gauging stations / Period (years) | Number of events (n) | Average maximum discharge. ($m^3 \cdot s^{-1}$) | Coefficient of variation (*Cv)* | Coefficient of skewness (*Cs)* | Flood Frequency (events per year) |
|---|---|---|---|---|---|
| **Prut River** – Yaremche | | | | | |
| 1958–1990 (Reference) | 195 | 89.8 | 0.99 | 4.14 | 5.91 |
| 1991–2023 (Current) | 167 | 76.5 | 0.75 | 2.78 | 5.06 |
| Trend change (Reference → Current) | ↓ 28 | ↓ 14.8% | ↓ 0.24 | ↓1.38 | ↓ 14.4% |
| **Cheremosh River** – Usteriky riky | | | | | |
| 1958–1990 (Reference) | 183 | 141.2 | 0.63 | 2.34 | 5.55 |
| 1991–2023 (Current) | 173 | 146.3 | 0.77 | 3.26 | 5.24 |
| Trend change (Reference → Current) | ↓ 10 | ↑ 3.6% | ↑ 0.14 | ↑ 0.92 | ↓ 5.59% |

The study revealed opposing trends in flood runoff formation for these rivers, despite their adjacent catchments being located within the same altitudinal zone of the single Prut River basin. In particular, flood activity on the Prut River has moderately decreased during the current

period. The average values of annual maxima declined. Furthermore, the variation (\(C_{v}\)) and skewness (\(C_{s}\)) coefficients indicate that these series have become more stable and predictable.

Conversely, the Cheremosh River at Usteriky, which is the main tributary of the Prut, demonstrates an intensification of runoff. This reverse trend is characterized by more powerful rainfall floods, evidenced by an increase in the average maximum water discharge. Additionally, the rise in interannual variability indicates an elevated flood hazard within this mountainous part of the basin.

Concurrently, both basins share a common trend during the current period (1991–2023): a reduction in the total abundance and mean annual frequency of rainfall-induced floods. Nevertheless, the dynamics of these variations differ substantially. Within the Prut River basin at Yaremche, the number of flood events decreased by 28, while their mean frequency dropped by 14.4%. In contrast, the decline along the Cheremosh River at Usteriky is less pronounced, exhibiting a reduction of merely 10 events and a 5.6% decrease in frequency.

To evaluate the frequency and return periods of rain floods of specific magnitudes, combined return period plots for both the AMS and PDS were constructed for the Prut River at Yaremche and the Cheremosh River at Usteriky (Fig. 6).

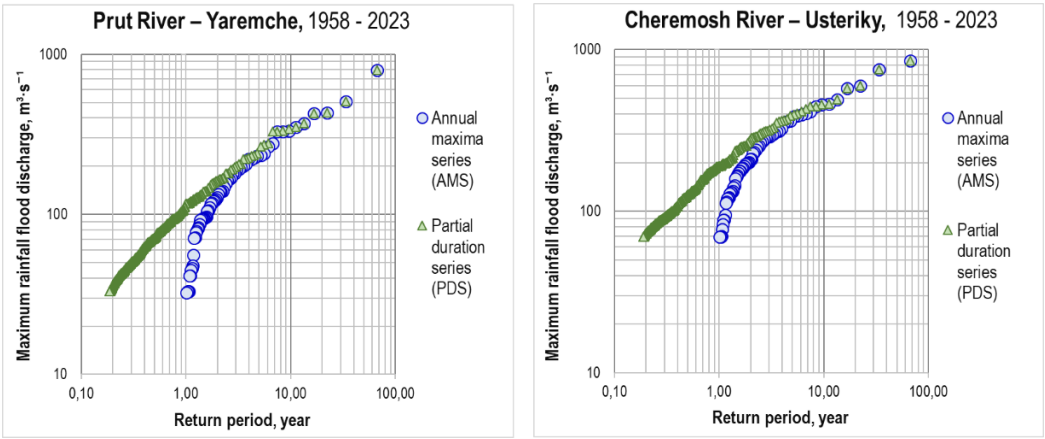



**Fig. 6. Combined return period curves and empirical probabilities of rainfall flood discharges (1958–2023) for the Prut River at Yaremche and the Cheremosh River at Usteriky, comparing the Annual Maximum Series (AMS) and Partial Duration Series (PDS) models.**

The return period curves derived from the AMS and PDS models exhibit similar slopes but diverge in the lower range. Specifically, this divergence is observed at return periods of ≤ 11.2 years for the Prut River at Yaremche, up to a peak discharge of Qmax = 368 $m^3 \cdot s^{-1}$. For the Cheremosh River at Usteriky, this pattern occurs at return periods of ≤ 13.4 years, up to a peak discharge of Qmax = 463 $m^3 \cdot s^{-1}$. Beyond these convergence points, both approaches yield identical estimates of maximum water discharge for rare extreme events. This alignment confirms the mathematical correctness and reliability of both methods for large time intervals.

Therefore, the PDS method is significantly more informative for analyzing frequent floods. This approach allows for the inclusion of multiple events within a single year. In contrast, the AMS method captures only the absolute annual maximum. Consequently, the AMS approach underestimates the actual recurrence of lower-volume floods, thereby overlooking the threat of other potentially hazardous hydrological phenomena.

Current trends in rainfall flood activity within the Ukrainian part of the Prut River basin were assessed using the PDS approach derived from maximum daily mean discharges. The study compared the baseline period (1958–1990) with the current period (1991–2023) using data from the Yaremche and Usteriky gauging stations. To identify key discharge maximum ranks

characterizing floods of varying intensities, discharge values within the specified time intervals were ranked in descending order. Notably, the first three positions in the PDS series represent catastrophic floods, with the first rank corresponding to the absolute maximum for the entire study period. As the rank number increases, the discharge volume decreases, while the frequency of such events concurrently increases (Table 5).

**Table 5. Rank assessment of maximum rainfall flood runoff dynamics for the Prut (Yaremche) and Cheremosh (Usteriky) rivers: 1958–1990 vs. 1991–2023**

| Rank | Flood magnitude characteristics by rank | $Q_{max1958-1990}$ ($m^3 \cdot s^{-1}$) / (year) | $Q_{max1991-2023}$ ($m^3 \cdot s^{-1}$) / (year) | Absolute change ($Q_{max1991-2023} - Q_{max1958-1990}$) | Relative change (% of 1958-1990) |
|---|---|---|---|---|---|
| **Prut River** – Yaremche | | | | | |
| 1 | Extreme (catastrophic) flood | 792 (1969) | 368 (2020) | -424 ↓ | -53.5 |
| 2 | Outstanding (rare) flood | 505 (1982) | 349 (1996) | -156 ↓ | -30.9 |
| 3 | Major high-magnitude flood | 429 (1970) | 329 (2008) | -163 ↓ | -33.1 |
| 7 | Abundant flood of medium frequency | 329 (1964) | 206 (2010) | -123 ↓ | -37.4 |
| 16 | Typical large flood | 189 (1981) | 147 (2019) | -42.0 ↓ | -22.2 |
| 33 | Median annual flood | 127 (1958) | 99.8 (2005) | -27.2 ↓ | -21.4 |
| 66 | Ordinary (common) flood | 84.1 (1989) | 65.5 (2002) | -18.6 ↓ | -22.1 |
| 132 | Minor rain-induced freshet (several times a year) | 47.2 (1984) | 41.8 (2019) | -5.40 ↓ | -11.4 |
| **Cheremosh River** – Usteriky | | | | | |
| 1 | Extreme (catastrophic) flood | 596 (1969) | 858 (2020) | +262 ↑ | +43.9 |
| 2 | Outstanding (rare) flood | 492 (1970) | 754 (2008) | +262 ↑ | +53.3 |
| 3 | Major high-magnitude flood | 458 (1958) | 578 (2002) | +120 ↑ | +26.2 |
| 7 | Abundant flood of medium frequency | 391 (1959) | 395 (2010) | +4.00 ↑ | +1.02 |
| 16 | Typical large flood | 286 (1978) | 288 (1991) | +2.00 ↑ | +0.70 |
| 33 | Median annual flood | 188 (1982) | 192 (2006) | +4.00 ↑ | +2.13 |
| 66 | Ordinary (common) flood | 133 (1985) | 121 (2006) | -12.0 ↓ | -9.02 |
| 132 | Minor rain-induced freshet (several times a year) | 87.3 (1962) | 82.0 (1995) | -5.30 ↓ | -6.07 |

Comparative analysis of the two ranked series of maximum rainfall flood discharges for the Prut River at Yaremche indicates a significant decrease in flood water volumes during the current period (1991–2023) compared to the baseline period (1958–1990). A clear downward trend in flood extremity is observed. Specifically, the baseline period was characterized by catastrophic rainfall floods that significantly exceeded the maximums of the current period. For instance, the upper section of the ranked series for the baseline period contains four prominent events with discharges exceeding 400 $m^3 \cdot s^{-1}$, peaking at 792 $m^3 \cdot s^{-1}$ in 1969. In contrast, after 1991, not a single rainfall flood reached even the 370 $m^3 \cdot s^{-1}$ threshold, with the current period peaking at 368 $m^3 \cdot s^{-1}$ in 2020.

A substantial shift in the discharge amplitude of the maximum flood runoff was also recorded. Floods with maximums exceeding 200 $m^3 \cdot s^{-1}$ occurred 15 times (~7.7% of all cases) in the baseline period, compared to only 7 times (~4.2%) in the current period. Similarly, floods with maximums exceeding 100 $m^3 \cdot s^{-1}$ accounted for 45 events (ranks 1–45) in the first period, whereas only 32 such cases (ranks 1–32) occurred in the second. Against this background, the overall frequency of flood events decreased. Over equal 33-year intervals, 195 floods formed in the baseline period, compared to 167 in the current period. These identified trends indicate a profound transformation in the region's moisture conditions or a significant shift in rainfall characteristics.

In contrast to the Prut River, the Cheremosh River at Usteriky exhibits a distinct extremalization of rainfall flood runoff, with its dynamics presenting a more hazardous nature. During the current period (1991–2023), the upper section of the ranked series experienced a sharp increase. Specifically, the historical maximum of the baseline period (596 $m^3 \cdot s^{-1}$) was exceeded twice during the current period: first in 2020 (858 $m^3 \cdot s^{-1}$) and previously in 2008 (754 $m^3 \cdot s^{-1}$).

The structure of high-ranking events has also shifted during the current period. While only two floods exceeded the 460 $m^3 \cdot s^{-1}$ threshold in the baseline period, four such instances were recorded in the current period. Conversely, the middle and lower sections of the series, representing low-amplitude floods, remain quite similar in terms of discharge values. This proximity indicates a long-term stability in the formation of regular summer rainfall floods.

Despite an overall decrease in the total number of recorded flood waves on the Cheremosh River from 183 to 173, the risk of catastrophic consequences has grown due to the increased amplitude of peak water discharges. Furthermore, certain years within the current period were characterized by a high frequency of floods across varying magnitudes. For instance, in 2010, more than seven significant flood peaks entered the ranked list within a single year, holding ranks 1, 7, 8, 12, 14, 23, and 40. This grouping indicates unprecedented multi-peak flooding and prolonged rainy periods within a single season. A similar clustering pattern is observed for the years 1991, 1998, 2006, and 2017.

The significant changes revealed in the structure and dynamics of flood activity within the Carpathian region of Ukraine are a direct consequence of global warming, the intensification of which has been clearly observed since the early 1990s. The key meteorological drivers of these transformations are two interconnected processes: the activation of regional cyclogenesis and a sharp intensification of vertical air mass convection (Balabukh et al., 2011; Tymofeiev, 2026). During the current period, a steady increase in the average warm-season air temperature has been observed within the Ukrainian part of the Prut River basin. This warming directly leads to an elevated tropospheric moisture content.

These atmospheric conditions have caused a notable increase in convective available potential energy (CAPE) and updraft velocity. Concurrently, a downward shift of the lifting condensation level occurred alongside an upward shift of the equilibrium level (the level of convection). As a result, a state of sustained atmospheric instability has formed, fundamentally altering the regime of liquid precipitation formation. A distinctive feature of the current climate period is the increased frequency of heavy and very heavy downpours. Furthermore, a significant growth is observed in the share of the torrential component within monthly and annual precipitation totals (Balabukh et al., 2011).

Of particular scientific interest is the hydrological anomaly of the upper reaches of the Cheremosh River. In this area, a steady deviation from regional average trends toward increased flood extremity is recorded, driven by specific geomorphological and climatic conditions. The Chornohora and Hryniava mountain ranges create a powerful orographic barrier in the path of humid air masses. This barrier traps and accumulates moisture within deep river valleys and intermontane basins. During the warm period, the air trapped in these enclosed spaces undergoes rapid and intense thermal heating from the underlying surface, rising quickly via convective mechanisms.

This local process triggers the generation of powerful storm clouds and thunderstorm fronts. Consequently, extreme-volume local downpours occur in the Cheremosh basin. Due to steep slope gradients, these torrential events instantly transform into destructive flood waves (Moskalenko et al., 2021). This dangerous trend is confirmed by the top five highest historical peak water discharges recorded during the study period. These absolute maxima occurred during the rainfall floods of 2002, 2008, 2018, and notably during two distinct flood events in 2020.

## CONCLUSIONS

The comparative analysis of maximum rainfall flood runoff on the Prut River (Yaremche) and the Cheremosh River (Usteriky) between the reference (1958–1990) and current (1991–2023) periods indicates a pronounced spatial heterogeneity. This regional asymmetry reflects a diverse hydrological response of adjacent river basins to ongoing climate change. Despite sharing a common geographical region and identical observation intervals, these catchments demonstrate diametrically opposed trends in the development of hazardous flood events.

The overall long-term trend for the Prut River (Yaremche) clearly points to a gradual weakening of flood activity, characterized by a simultaneous decrease in both flood frequency (the number of events) and flood magnitude/extremity (the peak discharge values).

Conversely, the opposite process is observed in the Cheremosh River basin (Usteriky), which shows a significant intensification in flood magnitude and extremity, despite no significant increase in flood frequency. This activation is driven by local factors within the Cheremosh River basin – a unique combination of topography (an orographic barrier) and climate change (increased intensity of cyclogenesis and convection in this region). Such a trend provides evidence of intra-regional differentiation in hydrological processes, where the hazard level escalates due to the increased severity of individual events rather than their recurrence.

The practical significance of these results lies in the opportunity to optimize flood protection systems in the Carpathian region. The identified asymmetry in flash flood activation can be used to revise engineering standards for hydraulic structures and to precisely localize high-risk zones.

Future studies should focus on detailed modeling of the spatial structure of precipitation over orographic barriers. Additionally, research should aim at forecasting flood runoff transformations under future climate scenarios and developing differentiated regional adaptation strategies for individual river basins.

## REFERENCES

Balabukh V., Lukianets O. (2011): Regional features of change of atmospheric processes in the river basins of overhead Prut-Siret and their influence on water regime of the rivers. XXVth Conference of the Danube Countries on Hydrological Forecasting and Hydrological Bases of Water Management. Budapest. 2011. http://www.ksh.fgg.uni-lj.si/Proceedings/XXV-Conf_Budapest_2011_Proceedings/_DC/docs/4_23_Olga%20Lukianets.pdf

Blöschl, G. et al. (2017): Changing climate shifts timing of European floods. Science, vol. 357, issue 6351, 588–590. https://doi.org/10.1126/science.aan2506

Flood Frequency Analysis: International Edition. DL Course in Hydrology - RA-II /RA-VI- 2021/ WMO and University Corporation for Atmospheric Research. https://etrp.wmo.int/mod/url/view.php?id=15111

Hall, J., et al. (2014): Understanding flood regime changes in Europe: A state-of-the-art assessment. Hydrology and Earth System Sciences, 18, 2735–2772. https://doi.org/10.5194/hess-18-2735-2014

IPCC (2022): Summary for Policymakers [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, M. Tignor, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem (eds.)]. In: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York: 2022, 3–33.

Li, B., Rodell, M. (2023): How have hydrological extremes changed over the past 20 years? Journal of Climate, vol., 36, no. 24, 8581–8599. http://doi.org/10.1175/JCLI-D-23-0199.1

Maslova T.V., Vasylenko, Y.V, Koshkina, O.V. (2024): Catastrophic floods in the Tysa river basin within Ukraine: characteristics and consequences. Hidrolohiia, hidrokhimiia i hidroekolohiia, vol. 3, no. 73, 23–36. https://doi.org/10.17721/2306-5680.2024.3.3

Moskalenko S., Malytska L. (2021): Peak maxima on the rivers of the Prut and Siret basins (within Ukraine). Acta Hydrologica Slovaca, vol. 22, no. 2, 177–186. https://doi.org/10.31577/ahs-2021-0022.02.0021

Snizhko, S., Bertola, M., Ovcharuk, V., Shevchenko, O., Didovets, I., Blöschl, G. (2023): Climate impact on flood changes–an Austrian-Ukrainian comparison. Journal of Hydrology and Hydromechanics, vol. 71, no. 3, 271–282. http://doi.org/10.2478/johh-2023-0017

Tilloy, A., Paprotny, D., Mentaschi, L., Treu, S., Lange, S., Bianchi, A., Feyen, L. (2023): Long-term trends in European extreme floods from 1950 to 2020. In EGU General Assembly Conference Abstracts (pp. EGU-5335). https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-5335

Tymofeiev, V.Ye. (2026): Current state of atmospheric circulation in the Atlantic-European sector and its impact on weather conditions in Ukraine. Hidrolohiia, hidrokhimiia i hidroekolohiia, vol. 1, no. 79, 62–73 (in Ukrainian, abstr. in English). https://doi.org/10.17721/2306-5680.2026.1.6

# STANOVENIE VPLYVU DUSÍKA A FOSFORU V RIEKACH A TOKOCH

**Viera Kováčová**
Institute of Hydrology, Slovak Academy of Science

*Corresponding author: Viera Kováčová, Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, Bratislava, Slovakia, email: kovacova@uh.savba.sk*

## ABSTRACT

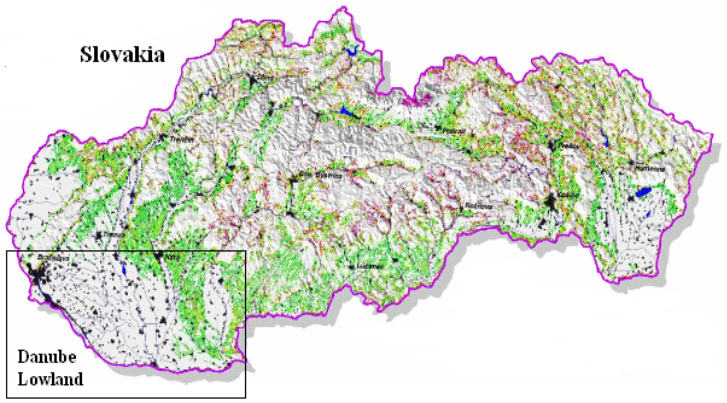
This study has focused Danube Lowland, a region that is vulnerable to long duration droughts that have substantial impacts on groundwater resources, and which is facing increasing pressures on water management. Surface water resources become increasingly limited, because of climate change as a consequence in decreasing precipitations, rising temperature and higher evaporation. The pollution of the environment is spreading throughout the world due to the global industrial and agricultural progress. Due to the increase in pollution, rapid urbanization, industrialization and agriculture the essential elements of life such as air, water and land are constantly getting contaminated. Especially the presence of total nitrogen and total phosphorus leads to a deterioration in the status of surface waters. Nutrient ions (N, P) lead to undesirable overgrowth f the Danube Lowland (Slovakia). The evaluation of the physico-chemical parameters was used to assess water deterioration, mainly temperature, pH, nutrient concentration (N and P), algal chlorophyll-a, conductivity, total dissolved soils, water transparency and dissolved oxygen to assess the status of surface water. In the monitored period 2005 - 2025, the trophic state was evaluated for the total nitrogen content of 4.5 - 8.2 mg/l as oligotrophic (II) and for the total phosphorus content of 0.2 - 0.4 as mesotrophic (III).

**Keywords:** nutrients, nitrogen, phosphorus, rivers, streams

## ÚVOD

Antropogénne činnosti vykonávané v povodiach riek môžu viesť k zhoršeniu kvality vody so škodlivými účinkami na ekosystémy. Vyplavovanie dusičnanov z poľnohospodárskej pôdy sa zvyčajne považuje za problém znečistenia z bodových zdrojov, Taktiež fosforečnany využívané ako hnojivá a pracie prostriedky spôsobujú vážny problém čo sa týka kvality povrchovej vody čiastkového povodia Dunaja. Viaceré štúdie potvrdili, že vylúhovanie dusičnanov ako dôsledok vysokých dávok hnojív môže viesť k významnému zhoršeniu kvality povrchových a podzemných vôd (Koczka Bara a kol., 2014; Kobza a kol., 2002). Smernica Rady EU č. 91/676/EHS definuje zásady na vymedzenie oblastí, v ktorých hrozí znečistenie vody dusičnanmi z poľnohospodárskych zdrojov a určuje niektoré spôsoby na jeho elimináciu.
Podunajská nížina je jednou z najproduktívnejších poľnohospodárskych oblastí Slovenska. Pod jej povrchom sa nachádza najbohatší zdroj pitnej vody na Slovensku. Z tohoto dôvodu je veľmi dôležité zaoberať sa kvantitou a kvalitou vodných zdrojov v tomto regióne. Mnohé postupy vedú k znečisteniu povrchových vôd z bodových zdrojov a účinky týchto postupov sa časom hromadia. Medzi tieto zdroje patrí aplikácia hnojív a hnoja, rozpustený dusík v zrážkach, závlahové prietoky a suchá atmosférická depozícia. Početné štúdie naznačujú, že vyplavovanie dusičnanov $NO_3^-$ po vysokých dávkach chemických hnojív a v dôsledku mineralizácie organického dusíka, ktorý je už prítomný v pôde, môže spôsobiť zhoršenie kvality povrchových a podzemných vôd (Fulajtár, 1997). Mali by sa prijať opatrenia na prevenciu a kontrolu znečistenia povrchových vôd vrátane kritérií na hodnotenie dobrého chemického stavu prírodných vôd a kritérií na identifikáciu významných a trvalo rastúcich trendov kvality vody a na definovanie východiskových bodov pre zvrátenie týchto trendov. Článok hodnotí zmeny

nameraných hodnôt dusičnanov resp. celkového dusíka a fosforečnanov resp. celkového fosforu v jednotlivých bodoch čiastkového povodia Dunaja v rokoch 2005 – 2025.
Záujmové územie je geomorfologicky charakterizované ako mladá poriečna rovina s veľmi malou denivelizáciou povrchu s celkovým sklonom od severozápadu na juhovýchod. V priečnom aj pozdĺžnom smere na odlišné geomorfologické oblasti. V zmysle priečneho členenia rozoznávame hornú, strednú a dolnú časť. V pozdĺžnom členení rozlišujeme pleistocénne jadro, mladoholocénne agradačné valy a staroholocénne depresie (obr.1).
Z hľadiska klimatických pomerov patrí Podunajská nížina do veľmi teplej, suchej agroklimatickej oblasti s miernou zimou. Vlhkostné podmienky územia sú deficitné. Z hľadiska regionálneho vývoja klímy za ostatných 90 rokov všetky zmeny klimatických prvkov pôsobili v smere otepľovania územia (Klimatický atlas SR, 2015; Bačová Mitková V. 2023; Fulajtár 2009).




**Obr. 1. Podunajská nížina.**

Eutrofizácia ako nadmerný rast rastlín v dôsledku obohacovania živinami (najmä zlúčeninami dusíka a fosforu) ľudskou činnosťou je hlavným problémom, ktorý sa dnes týka väčšiny povrchových vôd. Externé dodávky N a P do vodných ekosystémov pochádzajú zo širokej škály zdrojov, vrátane podzemných vôd, fluviálnych a atmosférických vstupov. Environmentálne dôsledky nadmerného obohacovania živinami sú degradácia vodných zdrojov eutrofizáciou a zhoršovanie kvality vody. Monitorovanie útvarov povrchových vôd sa v období rokov 2005 – 2025 realizovalo v súlade s požiadavkami Rámcovej smernice o vode. V kontexte medzinárodnej legislatívy upravujúcej hodnotenie ekologického a chemického stavu sa skúmali biologické kvalitatívne prvky, ako aj podporné fyzikálno-chemické a hydromorfologické kvalitatívne prvky. Cieľom tohto príspevku bolo vyhodnotiť stav eutrofizácie vôd v povodí rieky Dunaj na základe posúdenia fyzikálno-chemických a mikrobiologických ukazovateľov v sledovanom období. Priemerná ročná hodnota celkového N a P neprekročila limitné hodnoty.
Vo všeobecnosti možno konštatovať, že v sledovanom období sa tempo nárastu vonkajšieho prísunu dusíka a fosforu v povodí rieky Dunaj nezvýšilo (Pekárová a kol., 2023).

Zásoby N a P vo vodných ekosystémoch sú dané širokou rozmanitosťou zdrojov, vrátane podzemných vôd, riečnych a atmosferických vstupov. Vstup nutrientov do recipientu môže pochádzať z bodových zdrojov, ktoré sú lokalizované a ľahšie monitorované, a z nebodových zdrojov, ktoré sú difúzneho charakteru. Monitorovanie vodných útvarov povrchových vôd sa uskutočnilo podľa požiadaviek Rámcovej smernice o vode v období rokov 2005 – 2025. Podľa požiadaviek medzinárodnej legislatívy pre hodnotenie ekologického stavu sa sledovali biologické prvky kvality, podporné fyzikálno-chemické a hydromorfologické prvky. Cieľom príspevku bolo zhodnotiť stav eutrofizácie vôd v čiastkovom povodí Dunaja na základe fyzikálno-chemických a mikrobiologických ukazovateľov v sledovanom období a faktory,

ktoré ju spôsobujú. Vo všeobecnosti tempo nárastu externých zdrojov N a P v čiastkovom povodí Dunaja v monitorovanom období mierne zvýšilo, avšak limitné priemerné ročné hodnoty neboli prekročené.

Mechanizmy, ktoré vedú k eutrofizácii sú komplexné a vzájomne previazané. Ich hlavnou príčinou je vysoký prísun živín do vodného telesa, čo vedie k porušeniu rovnováhy potravového reťazca a vysokej koncentrácii biomasy tvorenej fytoplanktónom v postihnutej vrstve vody. Tento stav môže viesť ku tvorbe vodného kvetu, ktorého priamym dôsledkom je nadmerná spotreba kyslíka v blízkosti dna vodného telesa. Ďalšie podporné faktory tohto procesu sa dajú rozdeliť do dvoch kategórií v závislosti od toho, či sú spojené s disperziou živín a rastom fyto-planktónu, alebo s kolobehom kyslíka vo vrstvách vody v blízkosti dna (obmedzenie obehu kyslíka, svetla, pohybu vody). V závislosti od stupňa eutrofizácie sa dajú pozorovať aj iné nepriaznivé účinky. Pri narušení ekosystému dochádza k ochudobňovaniu biodiverzity dôsledkom zvýšeného obsahu toxínov produkovaných sinicami (cyanotoxíny). Za najvážnejšie nežiaduce účinky eutrofizácie považujeme deficit kyslíka, zníženie biodiverzity a zhoršenie kvality vody (Raju 2009; Hem, 1985; Pärn a kol., 2018).

Dusík sa vyskytuje v rôznych formách a je najvýznamnejšou zložkou takmer všetkých poľnohospodárskych odpadov. Z hľadiska kvality povrchových vôd je najväčšie riziko znečistenia vo forme dusičnanov $NO_3^-$, ktoré sú najviac rozpustné vo vode a majú schopnosť migrovať na veľké vzdialenosti. Vysoké koncentrácie dusičnanov v podzemných a povrchových vodách spôsobujú viaceré zdravotné riziká. Dusičnany sú samé osebe málo škodlivé, môžu však škodiť nepriamo, a to redukciou spôsobenou bakteriálnou činnosťou v gastrointestinálnom trakte, kde sa dusičnany redukujú na toxickejšie dusitany. Dusitany reagujú s hemoglobínom v krvi, pričom sa vytvorí methemoglobín, ktorý nemá schopnosť prenášať kyslík.

***Dusičnany – genéza, formy výskytu, vlastnosti a význam***

Dusičnany vznikajú hlavne sekundárne pri nitrifikácii amoniakálneho dusíka a sú konečným stupňom rozkladu dusíkatých organických látok v oxickom prostredí. V mineráloch sú dusičnany obsiahnuté len zriedka, a to ako dusičnan sodný $NaNO_3$ (čílsky liadok). Ďalším zdrojom dusičnanov je hnojenie poľnohospodársky obrábanej pôdy dusíkatými hnojivami. Dusičnany anorganického pôvodu sa nachádzajú v atmosférických vodách, kde z dusitanov $NO_2$ vznikajú pri búrkovej činnosti oxidáciou dusičnany $NO_3^-$ (v desatinách až jednotkách mg/l $N\text{-}NO_3^-$), a tiež sú súčasťou emisií zo spaľovania pohonných látok a palív. Tieto skutočnosti sú príčinou zvyšujúcej sa koncentrácie dusičnanov v podzemných a povrchových vodách (Pitter 2009).

Koncentrácia dusičnanov v prírodných vodách sa pohybuje v jednotkách mg/l $NO_3^-$, v znečistených vodách koncentrácia rastie na desiatky až stovky mg/l $NO_3^-$. Vysoký obsah dusičnanov súvisí hlavne so sekundárnym znečistením, a to najmä komunálnymi odpadovými vodami, živočíšnymi odpadmi a hnojivami. Keďže dusičnany majú len slabé komplexotvorné vlastnosti, v prírodných vodách sa vyskytujú prevažne v jednoduchej forme ako $NO_3^-$. Obsahy dusičnanov v pôdach ako aj v prírodných vodách 56 amenia v závislosti od vegetačného obdobia (Velísková a kol. 2008, Yang a kol. 2017). Maximálne obsahy dusičnanov možno očakávať v zimnom, t. j. mimo vegetačnom období. V tomto období sa zvyčajne vylúhujú z pôdy, pretože sú zadržované v pôdnom sorpčnom komplexe len obmedzene. Naopak, v letnom období sú z vody odčerpávané vegetáciou, V pôde nie sú takmer vôbec zadržiavané a ľahko pri infiltrácii prenikajú aj do veľkých vzdialeností Koncentrácie dusičnanov v povrchových vodách

môžu kolísať v širšom rozmedzí, a to v závislosti na genéze, klimatickom ako aj pôdnom charaktere oblasti (Pitter, 2009).
Zdrojmi dusičnanov v podzemných vodách sú najčastejšie: hnojenie poľnohospodársky obrábanej pôdy dusíkatými hnojivami, komunálne odpadové vody, živočíšna poľnohospodárska výroba (organická hmota), sklady dusíkatých hnojív V prípade povrchových vôd bývajú zdrojmi dusičnanov: emisie zo spaľovanie fosílnych palív, v zrážkach, komunálne odpadové vody, aplikácia dusíkatých hnojív priemyselného a živočíšneho pôvodu.
Sledovanie obsahu dusičnanov v podzemných a povrchových vodách je jednou z požiadaviek dusičnanovej smernice EÚ, ako aj Rámcovej smernice o vode. Informácie o ich časovom a priestorovom rozšírení sú dôležité pre správne nastavenie hospodárenia v poľnohospodársky aktívnych oblastiach.

***Fosforečnany***

Hoci je fosfor nevyhnutný pre život všetkých organizmov, jeho nadbytok v riekach a nádržiach spôsobuje masívny rozvoj vodného kvetu, siníc a rias.
Fosforečnany (fosfáty) v povrchových vodách predstavujú kľúčový environmentálny problém, pretože sú hlavnou príčinou eutrofizácie (nadmerného obohacovania vôd o živiny).
Fosfor sa do povrchových vôd dostáva z dvoch základných typov zdrojov:

- **Bodové zdroje:** Predovšetkým komunálne a priemyselné **odpadové vody**. Významným zdrojom bývajú zvyšky čistiacich a pracích prostriedkov (hoci ich používanie je dnes legislatívne obmedzené) a nedostatočne vyčistená voda z čistiarní odpadových vôd (ČOV).

- **Difúzne (plošné) zdroje:** Splachy z **poľnohospodárskej pôdy**, kde sa fosforečnany používajú ako minerálne a organické hnojivá. K prenosu prispieva najmä pôdna erózia.

***Dopad na ekosystém (eutrofizácia)***

1. **Premnoženie rias a siníc:** Zvýšená koncentrácia fosforečnanov funguje ako hnojivo pre vodnú vegetáciu.

1. **Úbytok kyslíka:** Keď tieto sinice a riasy odumrú, klesajú ku dnu, kde dochádza k ich rozkladu. Tento proces spotrebováva obrovské množstvo kyslíka rozpusteného vo vode.

2. **Uhynutie organizmov:** V dôsledku kritického nedostatku kyslíka (anoxia) dochádza k masívnemu **hynutiu rýb** a iných vodných živočíchov. Niektoré sinice navyše produkujú toxíny nebezpečné pre zvieratá aj ľudí.

***Riešenia a eliminácia***

- **Chemické zrážanie na ČOV:** Do odpadových vôd sa pridávajú srážadlá (napr. soli železa alebo hliníka), ktoré premenia rozpustné fosforečnany na nerozpustné vločky. Tie sa následne oddelia ako kal. *Pozor však na riziká:* Intenzívne chemické srážanie môže sekundárne zvyšovať obsah síranov a prispievať k salinizácii tokov.

- **Ekologické poľnohospodárstvo:** Zavádzanie protieróznych opatrení, zakladanie ochranných zatrávnených pásov okolo vodných tokov a optimalizácia dávkovania hnojív.

- **Moderné technológie:** Vývoj nových absorpčných materiálov (napr. špeciálnych hydrogélových špongií), ktoré dokážu fosfáty z vody selektívne odstraňovať a umožňujú ich následnú recykláciu späť do priemyslu.

Fiala (2016) uvádza, že eutrofizáciu možno definovať ako proces komplexných zmien prírodných vôd spôsobený obohacovaním živinami, zvýšená produkcia a početnosť fotosyntetických organizmov. Nadmerné obohacovanie spôsobuje ale jednoznačne negatívne dôsledky, najmä intenzívne vodné kvety siníc produkujúce rad toxínov. V labilnom a živinami presýtenom ekosystéme nahromadená biomasa ľahko kolabuje, čo sprevádza dramatické poklesy koncentrácie kyslíka vo vode s následným úhynom rýb.

Za posledných 20 rokov došlo k poklesom všetkých vstupov dusíka a fosforu na poľnohospodársku pôdu (výrazné zníženie stavu hospodárskych zvierat, znížená spotreba minerálnych hnojív, rozsiahle zmeny vo využívaní pôdy), výsledkom je stagnácia obsahu dusíka a prístupného fosforu. Jednoznačná priorita v opatreniach proti eutrofizácii spočíva v súčasnosti v odstraňovaní fosforu z komunálnych zdrojov (Fiala, 2016). V súčasnosti postupne prebiehajú rekonštrukcie a intenzifikácie viacerých čistiarní odpadových vôd (ČOV), zamerané na redukciu nutrientov na environmentálne únosnú úroveň. Zároveň v poľnohospodárstve za posledných 20 rokov klesla spotreba dusíkatých hnojív o 59 %, a spotreba fosforečných hnojív o 87 %. Znížením množstiev aplikovaných hnojív a uplatnením ďalších opatrení pre zníženie zaťaženia povrchových vôd živinami sa v sledovanom období dosiahol pokles koncentrácie celkového dusíka a celkového fosforu (Koczka Bara a kol., 2014; Správa MŽP o stave životného prostredia SR, 2015; Schügerl a kol., 2022).

Eutrofizáciu v riekach možno najlepšie riadiť redukovaním vstupov, ako inými in situ nápravnými opatreniami. Bodové zdroje znečistenia sú ľahšie kontrolovateľné, zatiaľ čo difúzne znečistenie z poľnohospodárstva, priemyslu a urbanizácie sú ťažšie kontrolovateľné. Difúzne znečistenie môže byť spôsobené vylúhovaním nutientov z pôdy za dlhé časové obdobie. Významná redukcia nutrientov má kapacitu zmeniť rastlinnú komunitu, jej populačnú štruktúru a zlepšiť kvalitu vody (Rathore a kol., 2016).

V období rokov 2005 – 2025 sa uskutočňovalo monitorovanie vodných útvarov povrchových vôd v zmysle Rámcovej smernice o vode a Nariadenia vlády č.269/2010 v definovaných vodných útvaroch podľa požiadaviek medzinárodnej a národnej legislatívy pre hodnotenie ekologického stavu a ekologického potenciálu sa sledovali biologické prvky kvality, podporné fyzikálno-chemické a hydromorfologické prvky kvality a relevantné špecifické znečisťujúce látky. Hodnotenie chemického stavu sa uskutočnilo v súlade s požiadavkami smernice o environmentálnych normách kvality. Cieľom bola vyvážená kontrola emisií živín z bodových i difúznych zdrojov znečistenia v čiastkovom povodí Dunaja tak, aby nebolo ohrozené alebo negatívne ovplyvne-né eutrofizáciou, dosiahnutie environmentálnych cieľov pre vodné útvary a zároveň zabezpečenie súladu s platnou legislatívou (Makovinská a kol., 2015).

## METÓDY

Boli odoberané vzorky povrchových vôd na stanovenie mernej elektrickej vodivosti, celkových rozpustených látok, dusičnanového, amoniakálneho, celkového dusíka, fosforu na posúdenie kvality povrchových vôd v povodí Dunaja. Odber sa uskutočňoval 1x mesačne. Na stanovenie bola použitá Multiparametrická sonda YSI.
Zoznam sledovaných ukazovateľov kvality povrchových vôd (základné fyzikálno-chemické, hydrobiologické a mikrobiologické ukazovatele) je uvedený v Tab. 1 a 2.

**Tabuľka 1. Hodnotenie trofického stavu povrchových vôd podľa Prílohy č.1 Nariadenia vlády č.269/2010 Z.z. v ukazovateľoch, ktoré majú vzťah k eutrofizácii**

| Ukazovateľ | Symbol | Jednotka | Hodnota |
|---|---|---|---|
| Amoniakálny dusík | N-NH4+ | mg.l-1 | 1 |
| Dusitanový dusík | N-NO2- | mg.l-1 | 0,02 |
| Dusičnanový dusík | N-NO3- | mg.l-1 | 5 |
| Celkový dusík | Ncelk | mg.l-1 | 9 |
| Fosfor celkový | Pcelk | mg.l-1 | 0,4 |
| Biomasa fytoplanktónu (chlorofyl-a) | CHLa | µg.l-1 | 50 |

N-NH4+ - amoniakálny dusí
N-NO2- - dusitanový dusík
N-NO3- - dusičnanový dusík
Ntot – celkový dusík
Ptot – celkový fosfor
CHLa – chlorofyl-a

**Tabuľka 2. Hodnotenie eutrofizácie – Smernica Rady 91/676/EHS – Povrchové – tečúce vody (metodika Rivers, France)**

| Ukazovateľ | Jednotka | Hranice tried trofie/stav | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | I Ultraoligotrofný | II Oligotrofný | III Mezotrofný | IV Eutrofný | V Hypereutrofný |
| Dusičnany (priemerná letná koncentrácia) | mg.l-1 | < 2 | < 10 | < 25 | < 50 | > 50 |
| Fosforečnany (priemerná letná koncentrácia) | mg.l-1 | < 0,1 | < 0,5 | < 1 | < 2 | > 2 |
| Celkový fosfor (priemerná letná koncentrácia) | mg.l-1 | < 0,05 | < 0,2 | < 0,5 | < 1 | > 1 |
| Chlorofyl-a (maximál. letná koncentrácia) | µg.l-1 | < 2,5 | < 8 | < 25 | < 75 | > 75 |

## VÝSLEDKY A DISKUSIA

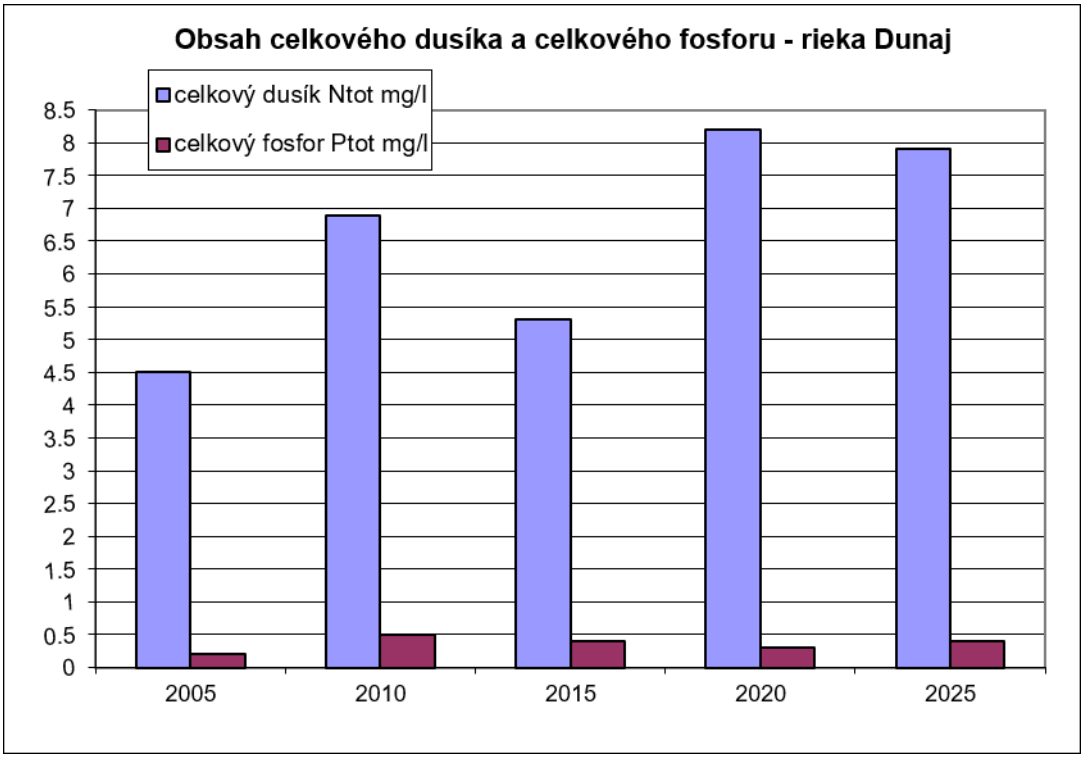
Priemerná ročná hodnota celkového N a P neprekročila limitné hodnoty (tab.1, obr.2).
Zásoby N a P vo vodných ekosystémoch sú dané širokou rozmanitosťou zdrojov, vrátane podzemných vôd, riečnych a atmosferických vstupov. Sumu týchto zdrojov nazývame vonkajšia záťaž. Vstup nutrientov do recipientu môže pochádzať z bodových zdrojov, ktoré sú lokalizované a sú ľahšie monitorované a kontrolované a z nebodových zdrojov, ktoré sú difúzneho charakteru a ťažšie regulované. Relatívny príspevok oboch týchto typov zdrojov sa môže odlišovať od povodia k povodiu, v závislosti od hustoty populácie a spôsobu využívania krajiny. N a P exportované z bodových a neobodových zdrojov môže mať vplyv na kvalitu vôd. Najbežnejší efekt rastúcich zásob N a P vo vodných ekosystémoch je vnímaný ako nadbytok

rias a vodných rastlín. Avšak environmentálne dôsledky nadmerného obohatenia živinami sú vážnejšie a ďalekosiahlejšie - degradácia vodných zdrojov a zhoršenie kvality vody.
V súčasnosti postupne prebiehajú rekonštrukcie a intenzifikácie viacerých čistiarní odpadových vôd (ČOV), zamerané na redukciu nutrientov na environmentálne únosnú úroveň. Zároveň v poľnohospodárstve za posledných 20 rokov klesla spotreba dusíkatých hnojív o 59 %, a spotreba fosforečných hnojív o 87 %. Znížením množstiev aplikovaných hnojív a uplatnením ďalších opatrení pre zníženie zaťaženia povrchových vôd živinami sa v sledovanom období dosiahol pokles koncentrácie celkového dusíka a celkového fosforu.

**Tabuľka 3. Hodnotenie povrchových vôd podľa Prílohy č.1 Nariadenia vlády č.269/2010 Z.z. v ukazovateľoch, ktoré majú vzťah k eutrofizácii**

| Miesto odberu: Dunaj – Bratislava stred<br>D002051D<br>Čiastkové povodie - Dunaj | | | | Typ VU: D1(P1V)<br>Kód VU: SKD0019 | | | | Hydrol.por. 4-20-01-006<br>Monitorovanie: ZM, PM | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Časť A - ukazovatele kvality všeobecné | | | | | | | | | |
| Názov ukazovateľa | Symbol | Jedn. | Počet údajov | Min. | Max. | Priem. | P90/10 | Hodnota podľa NV 269/2010 | Spĺňa/ Nespĺňa |
| Rozpust.kyslík | O2 | mg/l | 12 | 8,4 | 14,0 | 10,8 | 8,5 | > 5,0 | S |
| Biochem.spotreba kyslíka | BSK-5 | mg/l | 26 | 0,7 | 3,1 | 1,5 | 2,5 | 7 | S |
| Chemická spotreba kyslíka | $CHSK_{Cr}$ | mg/l | 12 | 5,0 | 18,0 | 7,7 | 10,8 | 35 | S |
| Reakcia vody | pH | - | 12 | 7,89 | 8,19 | 8,03 | 8,16 | 8,5 | S |
| Teplota vody | t | ºC | 12 | 2 | 21,6 | 11,4 | 20,3 | < 26 | S |
| Vodivosť | EK | mS/m | 12 | 34,9 | 54,3 | 41,4 | 50,1 | 110 | S |
| Amoniakálny dusík | N-NH4 | mg/l | 26 | 0,02 | 0,09 | 0,04 | 0,06 | 1 | S |
| Dusitanový dusík | N-NO2 | mg/l | 26 | 0,003 | 0,02 | 0,011 | 0,019 | 0,02 | S |
| Dusičnanový dusík | N-NO3 | mg/l | 26 | 1,05 | 2,80 | 1,87 | 2,61 | 5 | S |
| Celkový fosfor | Pcelk | mg/l | 12 | 0,08 | 0,17 | 0,13 | 0,16 | 0,4 | S |
| Celkový dusík | Ncelk | mg/l | 26 | 1,29 | 3,44 | 2,23 | 3,17 | 9 | S |
| Chloridy | Cl- | mg/l | 12 | 12,3 | 29,7 | 18,5 | 24,7 | 200 | S |
| Vápnik | Ca | mg/l | 12 | 46,6 | 67,3 | 55,0 | 64,9 | 100 | S |
| Horčík | Mg | mg/l | 12 | 9,9 | 15,1 | 12,1 | 13,9 | 200 | S |
| Časť E – ukazovatele kvality vody hydrobiologické a mikrobiologické | | | | | | | | | |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Koliformné baktérie | KB | KTJ/ ml | 12 | 4 | 34 | 12 | 15 | 100 | S |
| Biomasa fytoplanktónu chlorofyl-a | CHLa | µ/l | 12 | 4,0 | 12,5 | 7,2 | 12,4 | 50 | S |




**Obr. 2. Obsah celkového dusíka Ntot a celkového fosforu Ptot – čiastkové povodie Dunaja.**

## ZÁVER

Cieľom príspevku bolo analyzovať problematiku eutrofizácie, faktory, ktoré ju spôsobujú, jej dôsledky a možnosti predchádzania jej vzniku. Parciálnym cieľom bolo zhodnotiť stav eutrofizácie povrchových vôd nížinného územia povodia Dunaja (na základe fyzikálno-chemických, hydrobiologických a mikrobiologických ukazovateľov) v sledovanom období.
Eutrofizácia je zvýšený rast siníc, rias a vyšších rastlinných foriem ako dôsledok obohacovania vody živinami ľudskou činnosťou, najmä zlúčeninami dusíka a fosforu, čím môže dôjsť k nežiaducemu zhoršovaniu biologickej rovnováhy a kvality vody.
Zlúčeniny dusíka sa z pôdy zvyčajne vylúhujú preto, že sú v pôdnom sorpčnom komplexe zadržiavané len výnimočne. V letnom období sú z vody odčerpávané vegetáciou.
V sledovanom období 2005 – 2025 bol vyhodnotený trofický stav pre celkový obsah dusíka 4,5 – 8,2 mg/l ako oligotrofný (II) a pre celkový obsah fosforu 0.2 – 0,4 ako mezotrofný III).

**Poďakovanie**

Tento príspevok bol podporený projektom VEGA 2/0028/23 Seasonal variations of hydrodynamic and morphological parameters in lowland vegetated rivers.

## LITERATÚRA

Bačová Mitková, V. (2023): Investigation of water temperature changes in the Hron River in the context of expected climate change. Acta Hydrologica Slovaca, vol. 24, no. 1, 52–62. ISSN 2644-4690.

Fiala, D. (2016): Boj o fosfor, aneb pracují všichni vodohospodáři na plný výkon? Vodní hospodářství, 5, 2016.

Fulajtár, E., Čurlík, J., Barančíková, G., Sedláková, B., Šurina, B. (1997): Impact of the Gabčíkovo hydropower structure on the agricultural soils. VUPÚ Bratislava, 1997, p. 179.

Hem D. (1985): Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water U.S. Geol. Surv. Water Suppl. Pap. 2254, 1–263.

Klimatický atlas Slovenska (2015): Slovenský hydrometeorologický ústav (SHMÚ), Bratislava, 2015, ISBN 978-80-88907-90-9.

Kobza, J. a kol. (2002): Monitoring pôd SR. Súčasný stav a vývoj monitorovaných vlastností pôd. VÚPOP Bratislava, 180 s.

Koczka Bara, M., Velísková, Y., Dulovičová, R., Schügerl, R. (2014): Influence of surface water level fluctuation and riverbed sediment deposits on groundwater regime. Journal of Hydrology and Hydromechan., vol. 62, no. 3, 177–185. DOI: http://dx.doi.org/10.2478/johh-2014-0030.

Makovinská I., Velická Z., Hlúbiková D., Baláži P., Tóthová L. (2015): Methodology of monitoring and evaluation of surface water bodies of Slovakia VÚVH, 179 p, ISBN 978–80-89740–024.

Nariadenie vlády SR č.269/2010

Pärn, J., Pinay, G., Mander, U. (2012): Indicators of nutrients transport from agricultural catchments under temperature climate: A review. Ecological Indicators, vol. 22, 4–15.

Pekárová, P., Bajtek, Z., Pekár, J., Výleta, R., Bonacci, O., Miklánek, P., Belz, J.U., Gorbachova L. (2023): Monthly stream temperatures along the Danube River: Statistical analysis and predictive modelling with incremental climate change scenarios. Journal of Hydrology and Hydromechanics, vol. 71, no. 4, 382–398, ISSN 1338-4333.

Pitter P. (2009): Hydrochemie, 2009, 236 s.

Raju, N. J. (2009): Seasonal evaluation of hydrogeochemical parameters using correlation and regression analysis. Current Science, vol. 91, no. 6, 820–826.

Rathore S.S., Chandravanshi, P., Jaiswal, K. (2016): Eutrophication: Impacts of Excess Nutrients Inpucts on Aquatic Ecosystem. Journal of Agriculture and Veterinary Science, vol. 9, 89–96.

Schügerl, R., Velísková, Y., Sokáč, M., Dulovičová, R., Kováčová, V. (2022): Influence of aquatic vegetation on quantitative and qualitative characteristics in lowland rivers]. Bratislava : VEDA, 118 s. ISBN 978-80-224-1994-9.

Správa MŽP o stave životného prostredia SR, 2015.

Velísková, Y., Dulovičová, R., Schügerl, R. (2017): Impact of vegetation on flow in a lowland stream during the growing season. Biologia, vol. 72, no. 8, 840–846, DOI: 10.1515/biolog-2017-0095.

Yang, X., Wu, X., Hao, H., He, Z. (2008): Mechanisms and assessment of water eutrophication. J. of Zhejjang Univ. Sci., vol. 9, no. 3, 197–209.

# VPLYV DEFICITU ZRÁŽOK NA VÝVOJ POČETNOSTI LYKOŽRÚTA SMREKOVÉHO V REGIÓNE HOREHRONIE

**Eduard Tomkuliak, Katarína Střelcová**
Technická univerzita Zvolen

*Korešpondenčný autor: Eduard Tomkuliak, Technická univerzita Zvolen, T. G. Masaryka 24 960 01 Zvolen Slovenská republika, email: tomkuliakeduard@gmail.com*

## ABSTRACT

Climate change, manifested by an increasing frequency of drought periods, significantly affects the health status of spruce stands and increases their susceptibility to bark beetle attacks. The aim of this study was to evaluate the relationship between precipitation deficit during the vegetation period and the population dynamics of the European spruce bark beetle (Ips typographus) in the Forest District Šaling (Horehronie region). Monitoring of total atmospheric precipitation was conducted from 2008 to 2023. The data were analyzed in relation to a reference 14-year average (2008–2021), whereas the extreme years 2022 and 2023 were excluded from its calculation. Bark beetle monitoring was carried out using a network of pheromone traps. The results indicate that pronounces outbreak of Ips typographus, tended to occurs with a one-year time lag following years with substantial precipitation deficits, as was clearly confirmed for the extremely dry years 2015, 2018, and 2022. The findings highlight the importance of precipitation patterns in assessing the risk of bark beetle outbreaks and may contribute to prediction and management strategies in forestry practice.

**Keywords:** climate change, drought, total precipitation, spruce stands, European spruce bark beetle

## ÚVOD

Sucho predstavuje jeden z najvýznamnejších abiotických stresových faktorov ovplyvňujúcich zdravotný stav lesných ekosystémov. Škvarenina a kol., (2018) definujú sucho ako nedostatok vody v pôde, rastlinách a atmosfére. Krátkodobý deficit zrážok sa nemusí okamžite prejaviť ako stresový faktor, avšak pri dlhodobejšom nedostatku vody dochádza k narušeniu fyziologických procesov rastlín (Hu a kol., 2023).

V posledných rokoch sa rastúca frekvencia a intenzita gradácií podkôrneho hmyzu v ihličnatých lesoch na celom svete pripisuje predovšetkým zmene klímy. V súčasnej dobe, keď porovnávame intenzitu a dĺžku trvania zrážkového obdobia v porovnaní s dlhodobým priemerom zisťujeme, že na našom území dochádza práve k intenzívnejším úhrnom zrážok, ale v omnoho menšej frekvencii. Okrem toho môžeme pozorovať, že dochádza čoraz častejšie k 10 a viac dňovým periódam bez zrážok, čo sa prejavuje najmä na znížení zásob podzemnej vody. Vedecké pozorovania potvrdzujú, že v dôsledku toho dochádza k náhlemu zhoršeniu zdravotného stavu lesných porastov.

Predpokladá sa, že extrémne teploty v kombinácii s dlho pretrvávajúcim suchom môžu mať za následok stratu na produkcii lesov, zhoršenie ich zdravotného stavu a následné odumieranie lesných ekosystémov (Fotelli, 2021). Medzi najcitlivejšie lesné dreviny na vodný deficit patrí smrek obyčajný (Picea abies). Mimoriadne ohrozené sú porasty smreka rastúce mimo areálu prirodzeného rozšírenia, kde sú stromy vystavené menej priaznivým stanovištným podmienkam a vyššiemu riziku klimatického stresu. Dostupnosť vody patrí medzi hlavné faktory limitujúce rast, vitalitu a rozšírenie tejto dreviny (Netherer a kol., 2015).

Smreky sužované suchom častokrát poukazujú na tento negatívny vplyv práve znížením veľkosti transpiračného a asimilačného aparátu, znížením výškového a hrúbkového prírastku, skrátením rastu výhonkov a v neposlednom rade znížením akumulácie sušiny (Škvarenina a kol., 2018).

Roberts (1983) udáva, že podľa neho má smrek menšiu rezistenciu povrchu ako napríklad borovica. Preto v rovnakých klimatických podmienkach u smreka dochádza k omnoho vyššej transpirácií ako u borovice. Práve zvýšená asimilačná plocha a znížená schopnosť rezistencie spôsobuje u smreka zníženú schopnosť odolnosti voči suchu.
V dôsledku sucha dochádza k rôznym zmenám, ako sú napríklad redukcia rastu, žltnutiu a strate asimilačných orgánov. V mnohých prípadoch dochádza k odumieraniu sadeníc a taktiež ku aktivácii rôznych škodlivých činiteľov, ako je napríklad podkôrny hmyz (Střelcová 2018).
Vplyv a pôsobenie biotických škodlivých činiteľov na smrekových porastoch je úzko spätý so stanovištnými podmienkami. Globálne zmeny klímy častokrát prispievajú k zlepšovaniu stanovištných podmienok pre aktiváciu vhodných podmienok pre biotických škodlivých činiteľov. No na druhej strane negatívne ovplyvňujú konštitúciu hostiteľskej dreviny. Škodlivé vplyvy biotických činiteľov v spolupráci s klimatickou zmenou sa prejavujú dvomi možnými spôsobmi. Zvýšením populačnej hustoty škodlivých činiteľov, a tým pádom sa zvýši aj ich schopnosť intenzívne napádať a poškodzovať lesné dreviny a zlepšením podmienok pre rozmnožovanie, prežívanie a distribúciu biotických škodlivých činiteľov v lesných ekosystémoch. Prostredníctvom zmeny klímy dochádza k rozširovaniu areálov výskytu škodlivých činiteľov a prispieva k zlepšovaniu vitality, agresivity, patogenity škodcov (Minďáš, Škvarenina 2003).
Střelcová (2018) tvrdí, že tento stresový stav v dôsledku sucha vedie k metabolickým zmenám, ktoré zásadne oslabujú primárnu obranyschopnosť smreka a to tvorbu živice. Zdravý strom dokáže lykožrúta zaliať živicou už pri pokuse o vŕtanie, no smrek stresovaný suchom nemá dostatočný vnútrobunkový tlak na jej produkciu, čím sa stáva pre hmyz ľahkou korisťou. Kľúčovým momentom v tomto vzťahu je uvoľňovanie primárnych atraktantov. Oslabený a dehydrovaný smrek začína do okolia vylučovať špecifické prchavé látky, ktoré slúžia ako pachový signál pre prvé útočiace lykožrúty.
Akonáhle prvé jedince lykožrúta úspešne preniknú pod kôru oslabeného stromu, začínajú vylučovať sekundárne atraktanty a to agregačné feromóny. Tie v kombinácii s vôňou živice vyvolávajú masový nálet ďalších tisícov jedincov, čo vedie k rýchlemu usmrteniu stromu (Hlásny, Sitková 2010). Sucho tento proces urýchľuje aj tým, že zvyšuje teplotu pod kôrou, čo skracuje inkubačnú dobu lariev a umožňuje vznik viacerých generácií lykožrúta v jednej sezóne. Celý tento mechanizmus tak mení smrekové monokultúry na vysoko nestabilné ekosystémy náchylné na plošný rozpad. (Střelcová 2018)
Negatívny dopad gradácie škodcov spolu s kombináciou hubových infekcií vedie k rozsiahlemu odumieraniu smreka obyčajného a zníženiu kvality drevnej produkcie na tisícoch hektároch v strednej Európe, čo spôsobuje značné ekonomické straty (Hlásny a kol., 2021).
Cieľom práce je na základe dlhodobého monitoringu zrážok (2008 – 2023) analyzovať vplyv zrážkového deficitu vo vegetačnom období na populačnú dynamiku lykožrúta smrekového (Ips typographus) a následný vývoj kalamitných situácií v smrekových porastoch na Horehroní. Na základe vyhodnotenia klimatických extrémov a dát z feromónových lapačov práca kvantifikuje časovú súvislosť medzi suchom a nárastom početnosti škodcu, vrátane efektu oneskorenej gradácie. Výsledkom sú prognóza vývoja a návrh adaptačných opatrení pre lesnícku prax na elimináciu budúcich škôd.

## VÝSKUMNÁ LOKALITA

Výskum prebiehal v rámci lesného celku Šaling, ktorý je súčasťou OZ Horehronie v okrese Brezno a zasahuje do katastra obce Čierny Balog (Obr. 1). Územie s rozlohou 3 855 ha patrí do oblasti Veporských vrchov a vyznačuje sa silno členitým vrchovitým reliéfom, ktorý pokrýva až 82 % plochy. Nadmorská výška sa pohybuje v rozpätí od 583 m n. m. do 1 330 m n. m., pričom priemerná výška sa pohybuje na úrovni 848 m n. m.. Celé územie spadá do povodia

rieky Hron. Z hľadiska klímy leží drvivá väčšina územia (92 %) v mierne chladnom a veľmi vlhkom okrsku. Priemerné júlové teploty sa tu pohybujú v rozmedzí 12 – 16 °C. Pôdny kryt tvoria hnedé metamorfované pôdy so štrkovitým charakterom a vyrovnaným vodným režimom. Územie sa rozprestiera v troch lesných vegetačných stupňoch, pričom dominantné zastúpenie má 5. jedľovo-bukový stupeň (viac ako 87 % plochy). Najrozšírenejším lesným typom je papradinová jedľová bučina. Hoci pôvodné zloženie lesov tvorila najmä jedľa a buk s prímesou smreka, v súčasnosti v dôsledku historického dopytu banského priemyslu po ihličnatom dreve dominuje smrek obyčajný so zastúpením 57,4 %. Buk tvorí 28 %, jedľa 4 % a cenné listnáče približne 10 %. Aktuálny stav porastov je poznačený nízkou odolnosťou smrekových monokultúr voči vetru, snehu a hnilobe, pričom najvýznamnejším negatívnym faktorom je v súčasnosti podkôrny hmyz. Rozsiahle kalamitné plochy vzniknuté po náhodných ťažbách sa postupne zalesňujú prípravnými drevinami (jarabina, vŕba, breza), ktoré sú následne prebudovávané na cieľové hospodárske dreviny. Na území sa nachádzajú aj dva objekty ProSilva (Molčanov grúň a Karašovo) zamerané na stabilitu a prirodzenú obnovu lesov. Z hľadiska ochrany prírody územie spadá pod CHKO Poľana a CHKO Muránska planina, pričom zahŕňa aj chránené územia v rámci siete NATURA 2000.




**Obr. 1. Poloha lesného celku Šaling v rámci OZ Horehronie, na ktorom prebiehali naše merania (https://www.lesy.sk, https://gis.nlcsk.org/islhp/mapa).**

## METODOLÓGIA

### *Meranie zrážok*

Na monitorovanie úhrnov atmosférických zrážok bol používaný štandardný staničný zrážkomer (ombrometer) (Obr. 2), ktorý slúži na meranie denných úhrnov kvapalných aj tuhých zrážok. Princíp merania je založený na zachytávaní zrážok do zbernej nádoby a následnom určení ich objemu pomocou kalibrovanej odmerky. Zrážkomer bol umiestnený podľa štandardných meteorologických požiadaviek na otvorenom priestranstve s okrajom zbernej nádoby približne 1 m nad povrchom pôdy. Zrážkomer umožňuje merať aj snehové zrážky. Meranie množstva spadnutých snehových zrážok sa vykonáva odstránením lievika a takisto aj kanvice a následne sneh, ktorý napadne do zrážkomera sa nechá roztopiť a snehové zrážky sa zmerajú ako zrážky dažďa pomocou špeciálnej odmerky. V čase, kedy je zberná nádoba premiestnená na miesto s vyššou teplotou, aby sa nám sneh roztopil sa do staničného zrážkomera vloží rezervná nádoba na zachytávanie zrážok, aby sa predišlo stratám a rôznym odchýlkam pri meraní. Monitoring

spadnutých zrážok prebieha v jednom stanovenom rannom termíne a to o 7:00 hod. Odmeraný úhrn zrážok sa následne pripíše k predchádzajúcemu dňu.



**Obr. 2. Staničný zrážkomer a odmerný valec staničného zrážkomera (Foto: autor).**

### *Zisťovanie početnosti podkôrneho hmyzu*

Monitoring početnosti lykožrúta smrekového bol realizovaný za pomoci feromónových lapačov. Sú to zariadenia, ktoré boli využívané okrem monitorovania aj ako účinné zariadenia v boji proti premnoženiu tohto podkôrneho hmyzu. Feromónové lapače sa inštalujú minimálne 10 m od najbližšieho živého stromu vhodného na napadnutie podkôrnym hmyzom. Pre zachovanie účinnosti ich inštalácie sa odporúča inštalovať lapače 25 m od najbližšej porastovej steny. Správne umiestené feromónové lapače nemôžu byť zarastené burinou a musia byť umiestnené v dostatočnej výške na pevných a stabilných stojanoch. Do lapačov sa neodporúča naraz inštalovať viacej druhov odparníkových atraktantov pre viac druhov hmyzu. Pre zvýšenie účinnosti odchytu je optimálne množstvo jeden maximálne dva feromónové odparníky na jeden lapač. V prípade, že sú feromónové lapače umiestnené do takzvaného tvaru hviezdice, odparník sa umiestňuje iba do stredu. Za najúčinnejšiu metódu využívajúcu v boji proti podkôrnemu hmyzu sa považuje inštalácia feromónových lapačov pozdĺž porastových stien, do ktorých sa očakáva v najbližšej dobe nálet podkôrneho hmyzu. Lapače takto rozmiestnené pozdĺž porastovej steny sú od seba vzdialené 12 až 15 m a sú pravidelne kontrolované v intervale 7 až 14 dní. O každom lapači sa vedie evidencia, v ktorej je uvedené číslo lapača a miesto jeho inštalácie. Takisto sa eviduje aj typ feromónového odparníka a dátum vyvesenia odparníka. Vedie sa tiež evidencia dátumov vykonaných kontrol a počty odchytov chrobákov na jedno lapacie zariadenie. Pre údaje o počtoch odchytov na jedno lapacie zariadenie a o počtoch inštalovaných zariadení viď (obr. 3). Následne v našej práci boli jednotlivé hodnoty početnosti lykožrúta smrekového porovnávané s nameranými úhrnmi zrážok v jednotlivých vegetačných sezónach pozorovaných rokov. Za obdobie vegetačnej sezóny sa z lesníckeho hľadiska považuje časť roka, počas ktorej sú klimatické a teplotné podmienky priaznivé pre rast, vývoj a fyziologickú aktivitu lesných drevín. Jedná sa najmä o obdobie mesiacov apríl až október.

| Monitoring výskytu lykožrúta smrekového a ochranné a obranné opatrenia | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 2015 | 2016 | 2017 | 2018 | 2019 | 2020 | 2021 | 2022 | 2023 |
| Feromónové lapače (ks) | Stupeň obsadenia- salbo | 7 | 24 | 25 | 15 | 12 | 19 | 4 | 4 | 17 |
| | Stupeň obsadenia- stredne | 223 | 318 | 128 | 203 | 48 | 90 | 150 | 56 | 123 |
| | Stupeň obsadenia- silno | 594 | 461 | 571 | 583 | 633 | 523 | 270 | 242 | 233 |
| | Suma | 824 | 803 | 724 | 801 | 693 | 632 | 424 | 302 | 373 |
| Lykožrút smrekový počty odchytov (ks) | | 7 857 119 | 9 819 246 | 13 395 214 | 13 171 921 | 20 402 572 | 13 725 201 | 7 127 472 | 10 484 958 | 12 427 332 |
| Priemerný počet kusov na lapač | | 9535 | 12228 | 18502 | 16444 | 29441 | 21717 | 16810 | 34718 | 33317 |

**Obr. 3. Údaje o počte feromónových lapačov používaných na monitoring lykožrúta smrekového (*Ips typographus*).**



**Obr. 4. Feromónový lapač používaný na monitoring lykožrúta smrekového (*Ips typographus*) na lesnom celku Šaling. (Foto: autor).**

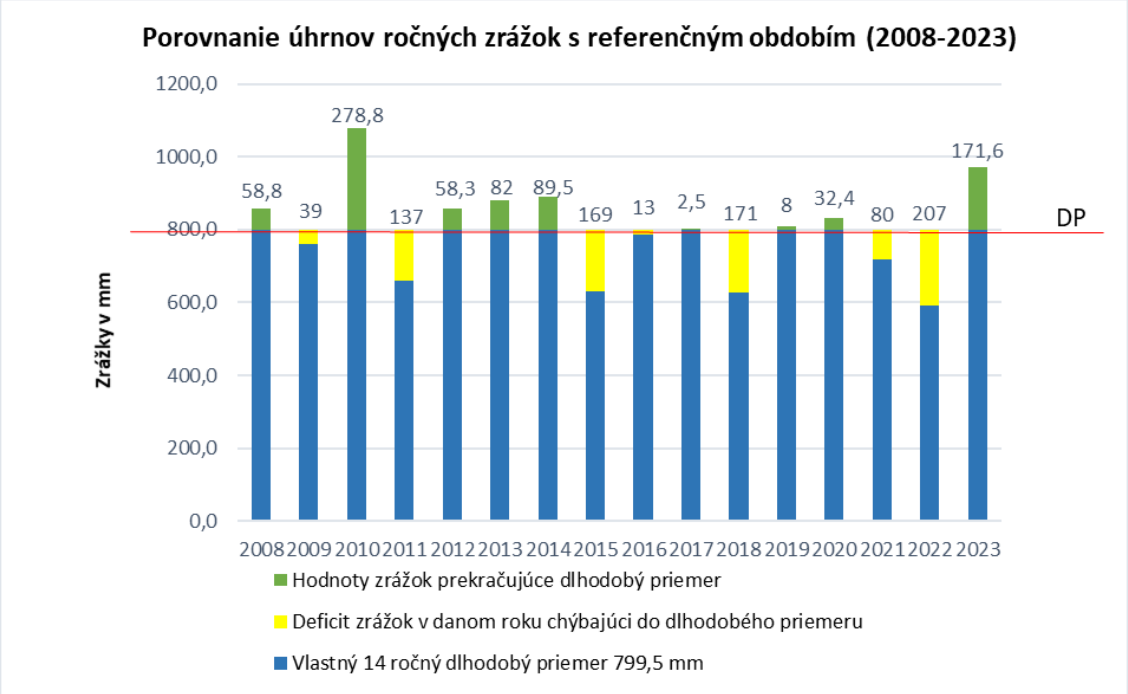
## VÝSLEDKY A DISKUSIA

### *Analýza úhrnov atmosférických zrážok v rokoch 2008 – 2023*

Základom vyhodnotenia klimatických podmienok na monitorovanom území bolo porovnanie nameraných úhrnov zrážok s referenčným priemerom za obdobie rokov 2008–2021, ktorý dosiahol hodnotu 799,5 mm (Obr. 5). Do výpočtu referenčného priemeru nebol zahrnutý extrémne suchý rok 2022 pre zachovanie objektivity porovnávania výsledkov. Analýza poukázala na výraznú medziročnú variabilitu úhrnu zrážok. Kým roky 2010 a 2023 boli výrazne nadpriemerné s prekročením priemeru o 278,8 mm, resp. 171,6 mm, kritické deficity boli zaznamenané v rokoch 2011, 2015, 2018 a 2021. Absolútne najnižší úhrn zrážok v rámci pozorovania vykazoval rok 2022, kedy v porovnaní s referenčným priemerom chýbalo až 207 mm zrážok.

Zistené výsledky naznačujú rastúcu frekvenciu rokov s výrazným deficitom zrážok aj v horských oblastiach stredného Slovenska. Podobný trend zaznamenali aj viacerí autori pre územie strednej Európy, kde boli roky 2015 a 2018 identifikované ako obdobia s mimoriadne výrazným vodným stresom ovplyvňujúcim vitalitu lesných porastov (Seidl a kol., 2017; Hlásny a kol., 2021). Suché obdobia boli spojené so zhoršením fyziologického stavu drevín, zvýšením ich náchylnosti na pôsobenie biotických škodlivých činiteľov a následným rozvojom podkôrnikových kalamít (Netherer a kol., 2021; Basile a kol., 2024). Výskyt výrazných

deficitov zrážok zaznamenaných na LC Šaling v rokoch 2015, 2018 a 2022 preto korešponduje s klimatickými trendmi pozorovanými v širšom priestore strednej Európy. Výsledky zároveň naznačujú, že opakovaný výskyt extrémne suchých rokov môže predstavovať významný stresový faktor ovplyvňujúci stabilitu smrekových porastov a ich odolnosť voči následnému napadnutiu lykožrútom smrekovým.

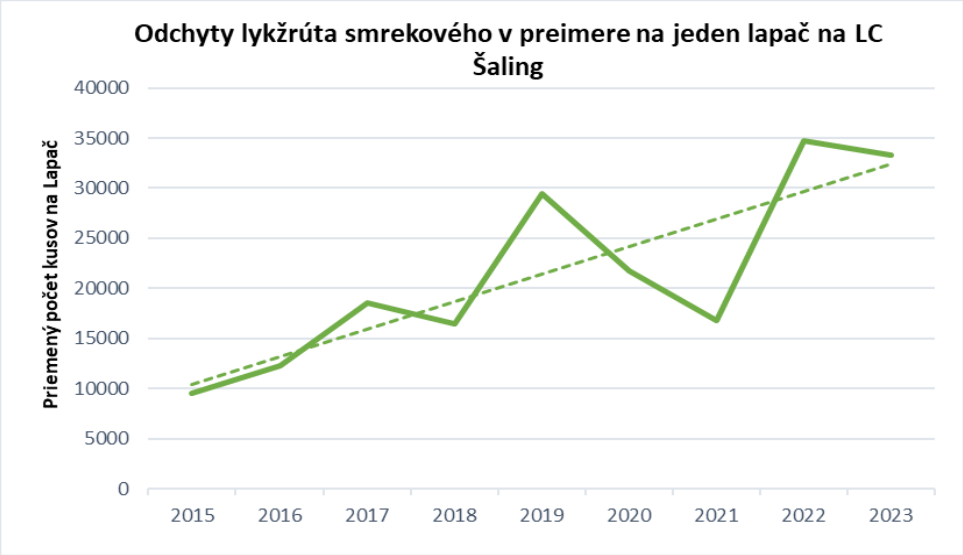



**Obr. 5. Porovnanie ročných úhrnov zrážok za roky 2008-2023 na LC Šaling s referenčným priemerom.**

***Monitoring populačnej dynamiky lykožrúta smrekového v rokoch 2015 – 2023***

Údaje získané z feromónových lapačov ukázali, že populácia lykožrúta smrekového vykazovala v sledovanom období vegetačných sezón pozorovaných rokov 2015 až 2023 celkovo stúpajúci trend s výraznými medziročnými osciláciami (Obr. 6). Najnižšia početnosť bola zaznamenaná v roku 2015, keď priemerný odchyt na jeden lapač dosiahol 9 535 jedincov za rok. V nasledujúcich rokoch však došlo k postupnej gradácii, ktorá kulminovala v roku 2017 s priemerným odchytom 18 502 jedincov na lapač. Po miernom poklese v roku 2018 nasledoval v roku 2019 prudký nárast početnosti až na úroveň 29 441 jedincov na lapač.
Tento vývoj naznačuje predpokladaný časový posun medzi výskytom výrazného zrážkového deficitu a populačnou odozvou lykožrúta smrekového. Podobný mechanizmus opisujú aj Netherer a kol. (2015), podľa ktorých vodný stres spôsobuje oslabenie obranných mechanizmov smreka a následne zvyšuje pravdepodobnosť jeho úspešnej kolonizácie podkôrnym hmyzom. Viaceré štúdie zároveň poukazujú na to, že populačné gradácie lykožrúta sú často výsledkom kombinovaného pôsobenia sucha, vysokých teplôt a dostupnosti vhodného rozmnožovacieho materiálu (Raffa a kol., 2015; Hlásny a kol., 2021).
V rokoch 2020 a 2021 bol zaznamenaný opätovný pokles početnosti, kedy sa populačná hustota vrátila na úroveň z obdobia rokov 2016–2017. Tento pokles bol však len dočasný, nakoľko v roku 2022 došlo k najintenzívnejšej gradácii v rámci celého sledovaného obdobia. Priemerný odchyt na jedno odchytové zariadenie dosiahol rekordných 34 718 kusov. V roku 2023 bol zaznamenaný mierny pokles na hodnotu 33 317 jedincov, avšak početnosť škodcu zostáva naďalej na kriticky vysokej úrovni (Obr. 6).

Výrazný nárast početnosti po extrémne suchom roku 2022 je v súlade s poznatkami Netherera a kol. (2021) a Basile a kol. (2024), ktorí uvádzajú, že dlhodobý vodný stres vedie k oslabeniu fyziologického stavu smreka a zvyšuje jeho náchylnosť na napadnutie druhmi Ips typographus a Ips duplicatus. Podobné trendy boli v posledných rokoch zaznamenané aj v ďalších oblastiach strednej Európy, kde rozsiahle gradácie lykožrúta sprevádzali opakované epizódy sucha a nadpriemerných teplôt (Fernandez-Carrillo a kol., 2020; Hlásny a kol., 2021).
Celkový priebeh početnosti lykožrúta smrekového naznačuje, že výrazné gradácie škodcu boli často viazané na predchádzajúce obdobia zrážkového deficitu. Aj keď populačná dynamika lykožrúta závisí od viacerých faktorov, získané výsledky podporujú predpoklad, že sucho predstavuje významný faktor podieľajúci sa na destabilizácii smrekových porastov. Tieto zistenia dokumentujú extrémnu labilitu smrekových porastov na Horehroní a potvrdzujú, že monitoring feromónovými lapačmi v kombinácii so sledovaním zrážok je nevyhnutným nástrojom pre predikciu ďalšieho rozpadu smrekových monokultúr.

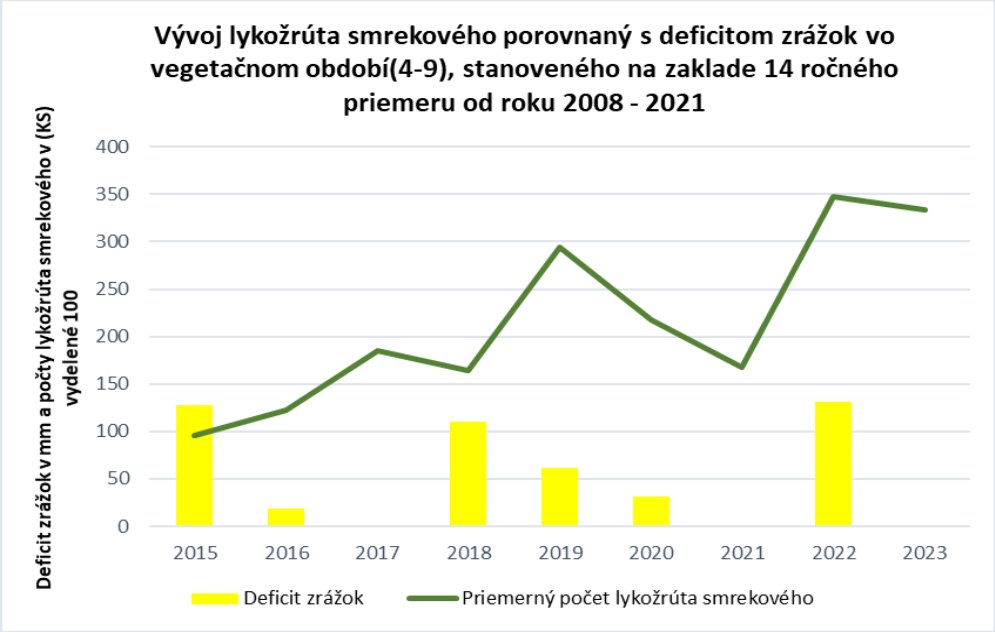



**Obr. 6. Prehľad vývoja lykožrúta smrekového na území LC Šaling.**

### *Vzťah početnosti lykožrúta smrekového a deficitu zrážok v rokoch 2015 – 2023*

Pri hodnotení vzťahu medzi populačnou dynamikou lykožrúta smrekového a úhrnom atmosférických zrážok je kľúčové zamerať sa na obdobia výrazného deficitu vlahy počas vegetačného obdobia (Obr. 7). Na základe dlhodobého pozorovania možno konštatovať, že účinok sucha sa neprejavuje okamžitým nárastom početnosti podkôrneho hmyzu v danom roku, ale často s určitým časovým posunom. Tento jav bol zaznamenaný aj na sledovanom území, kde výrazný deficit zrážok v roku 2015 predchádzal zvýšenej početnosti lykožrúta až v nasledujúcej sezóne. Kumulatívny efekt mierneho nedostatku vlahy v roku 2016 sa prejavil aj v zrážkovo priaznivom roku 2017, kedy bola početnosť škodcu vysoká napriek priaznivejším zrážkovým podmienkam. Až dostatočná zásoba vlahy v roku 2017 vytvorila predpoklady na čiastočnú regeneráciu porastov, čo sa následne prejavilo poklesom početnosti lykožrúta v roku 2018.
Podobný mechanizmus opisujú aj Netherer a kol. (2015), podľa ktorých vodný stres vedie k oslabeniu obranných mechanizmov smreka a zvyšuje jeho náchylnosť na napadnutie podkôrnym hmyzom. Autori zároveň poukazujú na skutočnosť, že populačná odozva lykožrúta môže byť oneskorená a závisí od intenzity a trvania stresových podmienok.
Tento cyklus sa potvrdil aj v ďalšom sledovanom období. Výrazný deficit zrážok zaznamenaný v roku 2018 bol nasledovaný prudkým nárastom početnosti lykožrúta v roku

2019. Následne v rokoch 2019 až 2021 mala početnosť lykožrúta klesajúcu tendenciu, ktorá zodpovedala priaznivejšiemu vývoju zrážkových pomerov. Rok 2021 však zároveň priniesol rozsiahle vetrové poškodenie porastov, ktoré vytvorilo vhodný rozmnožovací materiál pre podkôrny hmyz. Kombinácia vetrovej kalamity a následného extrémne suchého roku 2022 následne viedla k rekordnej gradácii lykožrúta smrekového. Získané výsledky sú v súlade so závermi Hlásneho a kol. (2021), ktorí uvádzajú, že gradácie lykožrúta v strednej Európe sú výsledkom synergického pôsobenia sucha, vysokých teplôt, vetrových kalamít a dostupnosti hostiteľského materiálu. Podobne Netherer a kol. (2021) zdôrazňujú, že dlhodobý vodný stres významne zvyšuje pravdepodobnosť úspešnej kolonizácie stromov lykožrútom a jeho symbiotickými hubami.
Rok 2023, ktorý bol zrážkovo nadpriemerný a stromy neboli stresované deficitom vlahy, priniesol opätovný pokles početnosti škodcu. Napriek tomu zostala populácia na vysokej úrovni, čo naznačuje, že populačná dynamika lykožrúta nie je ovplyvňovaná len aktuálnymi zrážkovými pomermi, ale aj predchádzajúcim vývojom populácie a stavom hostiteľských porastov. Podobné závery uvádzajú aj Basile a kol. (2024), ktorí preukázali, že fyziologické dôsledky vodného stresu môžu pretrvávať aj po zlepšení vlahových podmienok.
Výsledky získané na území LC Šaling preto naznačujú, že deficit zrážok patrí medzi významné faktory ovplyvňujúce populačný vývoj lykožrúta smrekového. Súčasne však potvrdzujú, že rozsah gradácií závisí aj od ďalších faktorov, najmä od zdravotného stavu porastov, výskytu vetrových kalamít a aktuálnej hustoty populácie škodcu.

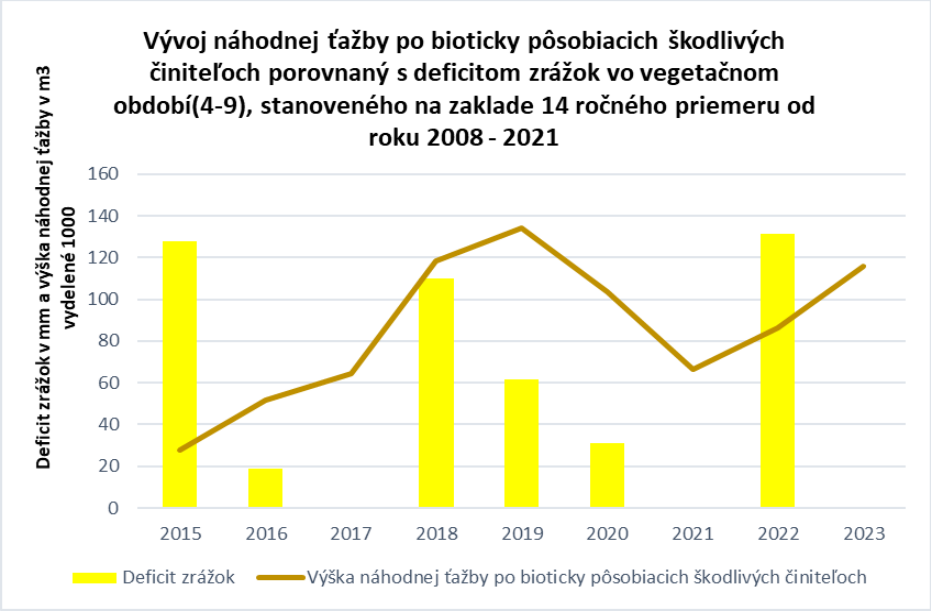



**Obr. 7. Prehľad vývoja lykožrúta smrekového vo vzťahu k deficitu zrážok vo vegetačnom období.**

### *Vývoj náhodnej ťažby v dôsledku pôsobenia biotických škodlivých činiteľov vo vzťahu k deficitu zrážok*

Pri hodnotení stability smrekových porastov predstavuje objem náhodnej ťažby po biotických škodlivých činiteľoch významný indikátor zdravotného stavu lesa. Analýza údajov z lesného celku Šaling naznačila súvislosť medzi deficitom zrážok vo vegetačnom období a následným nárastom objemu kalamitnej ťažby (Obr. 8). Prvý výrazný zlom bol zaznamenaný po suchom roku 2015, keď deficit zrážok vo vegetačnom období dosiahol 127,75 mm. Tento stresový faktor sa s typickým ročným časovým posunom prejavil zvýšenou aktivitou podkôrneho hmyzu

a postupným nárastom objemu náhodných ťažieb v nasledujúcich rokoch. Hoci bol deficit v roku 2016 výrazne miernejší (18,95 mm), kumulatívny efekt sucha z predchádzajúceho obdobia stačil na to, aby v rokoch 2015 až 2018 objem náhodných ťažieb prudko a kontinuálne rástol. Kritickým obdobím bol rok 2018, kedy deficit zrážok vo vegetačnom období dosiahol 109,85 mm. V nasledujúcom roku bol zaznamenaný najvyšší objem náhodnej ťažby počas celého sledovaného obdobia. Tento vývoj naznačuje, že výrazné zníženie dostupnosti vody môže viesť k oslabeniu vitality hostiteľských stromov a následne k zvýšeniu ich náchylnosti na napadnutie podkôrnym hmyzom.
Výrazná odozva ekosystému sa prejavila v roku 2019, keď bol na sledovanom území zaznamenaný historicky najvyšší objem náhodnej ťažby za celé sledované obdobie. Následné postupné znižovanie deficitu zrážok v rokoch 2019 až 2020 a nulový deficit v roku 2021 priniesli stabilizáciu situácie, keď sa objemy náhodných ťažieb začali približovať hodnotám zaznamenaným v roku 2017. Tento priaznivý trend však prerušil rok 2022, ktorý bol charakteristický najvýraznejším zrážkovým deficitom počas celého sledovaného obdobia. Dôsledky extrémneho sucha z roku 2022 sa následne prejavili v roku 2023, keď náhodná ťažba dosiahla druhú najvyššiu hodnotu počas celého sledovaného obdobia. Získané výsledky naznačujú významnú súvislosť medzi deficitom zrážok a rozsahom náhodnej ťažby na území LC Šaling.




**Obr. 8. Vývoj objemu náhodnej ťažby spôsobenej biotickými škodlivými činiteľmi na území LC Šaling vo vzťahu k deficitu zrážok vo vegetačnom období.**

## ZÁVER A ODPORÚČANIA PRE PRAX

Problematika globálnych klimatických zmien predstavuje v súčasnosti jednu z najväčších výziev, ktorým čelí moderné lesníctvo, pričom negatívne pôsobenie synergického efektu abiotických, biotických a antropogénnych škodlivých činiteľov má devastačný dopad na stabilitu lesných ekosystémov. Lesné porasty nachádzajúce sa na lesnom celku Šaling, predstavujú hospodárske rovnoveké lesy s neprirodzene vysokým zastúpením dreviny smrek. V tomto prostredí by prirodzené drevinové zloženie mala tvoriť jedľa s bukom a smrek by mal predstavovať len nepatrnú prímes do desiatich percent, avšak realita na lesnom celku ukazuje jeho zastúpenie až na úrovni päťdesiatsedem percent. K rozpadu týchto smrečín dochádza najmä v dôsledku nedostatočnej adaptácie na súčasné stanovištné podmienky, rapídnych zmien klímy a výraznými výkyvmi v úhrnoch zrážok.

Na základe referenčného štrnásťročného pozorovania úhrnov zrážok od roku 2008 do roku 2021 bol stanovený priemer zrážok na úrovni 799 mm, čo umožnilo presne identifikovať kritické deficity vlahy. Najsuchším a najkritickejším rokom bol rok 2022, kedy chýbalo v priemere 207 milimetrov zrážok, pričom ďalšie výrazné prepady boli zaznamenané v rokoch 2015 a 2018. Tieto klimatické zmeny majú priamy dopad na aktiváciu lykožrúta smrekového, ktorého početnosť v posledných rokoch dosahuje historické maximá. Analýza dát potvrdzuje, že populácia podkôrneho hmyzu reaguje na deficit zrážok s ročným časovým posunom, kedy extrémne sucho pôsobí ako spúšťací faktor pre následnú masívnu gradáciu. Smreky stresované suchom vykazujú zníženú schopnosť odolnosti, dochádza u nich k strate hrúbkového prírastku o štyridsať percent a viac, a kvôli narušeniu živicového systému nedokážu efektívne čeliť náletom škodcov.

Vzhľadom na preukázanú koreláciu medzi deficitom zrážok a následným rozpadom porastov je nevyhnutné v nasledujúcich rokoch pristúpiť k intenzívnym hospodárskym opatreniam zameraným na zachovanie zdravého a produkčného lesa. Základným pilierom musí byť včasná detekcia a mechanická asanácia, ktorá zahŕňa prioritné vyvezenie napadnutého dreva z lesných porastov ešte pred vylietaním novej generácie lykožrúta. V rámci prevencie a boja proti biotickým škodcom je potrebné budovať bariéry z feromónových lapačov a využívať lapáky, ktoré kombinujú vábiaci účinok feromónov s kontaktným insekticídom. Na miestach, kde nie je možný okamžitý odvoz, sa musí aplikovať celoplošné postrekovanie skládok dreva schválenými prípravkami alebo využívať moderné technológie otrávených sietí, ktoré sú ekologicky šetrnejšie a vysoko účinné pri zadržiavaní liahnucej sa populácie. Dôležitou súčasťou technologickej disciplíny musí byť aj dôsledné pálenie alebo drvenie poťažbových zvyškov, aby sa eliminoval substrát vhodný pre ďalší vývoj škodcov.

Na celom území Slovenska, nakoľko situácia týkajúca sa rozpadu smrekových monokultúr nie je problémom len na Horehroní, budeme musieť prikročiť k nástrojom na adaptáciu lesov na zmeny klímy. Lesné porasty bude treba postupne prebudovávať s cieľom zvyšovať biodiverzitu. Zvýšená biodiverzita a druhová pestrosť by mala prispieť k zlepšenému zastúpeniu drevín v lesných porastoch, ktoré by mali omnoho lepšie znášať stres spôsobený suchom. Preto v rámci umelej obnovy je potreba vysádzať iné dreviny, ako je smrek a používať hlavne buk, jedľu a cenné listnáče, ako sú javor a jaseň. Na zvyšovanie efektívnosti umelej obnovy je potreba budovania maloplošných oplôtkov, aby sa znižovalo riziko poškodzovania mladých lesných porastov raticovou zverou. Smreky nachádzajúce sa mimo svojich pôvodných areálov výskytu by mali byť postupne nahrádzané inými drevinami vhodnými do daných podmienok. V starších porastoch, v ktorých je v budúcnosti riziko napadnutia podkôrnym hmyzom, modifikovať štruktúru v prospech podpory existujúceho prirodzeného zmladenia, ktorým je častokrát v súčasnej dobe buk s jedľou. Jediným spôsobom, ako môžeme naše lesné porasty ochrániť pred škodlivým účinkom sucha, je voliť správny hospodársky spôsob v rámci hospodárskej úpravy lesa a starostlivosti o štruktúru jednotlivých lesných porastov, ktoré majú vytvárať správny predpoklad infiltrácie zrážkovej vody do lesnej pôdy s jej čo najväčšou akumuláciou. Na miestach na to vhodných je potreba tolerovať a využiť prirodzenú obnovu pionierskych druhov drevín, ktoré aspoň sčasti zlepšia retenčnú schopnosť povodí do nástupu porastov zložených z klimaxových drevín. Na miestach, kde je to účelné, je potreba využiť inštitút predĺženia lehoty na zalesnenie a aplikovať podsadby pod pionierske druhy drevín.

Cieľom moderného lesníctva by malo byť využívanie moderných vedeckých poznatkov týkajúcich sa zmien klímy na danom území a pristupovať k nim racionálne pri formovaní drevinovej skladby v jednotlivých lesných porastoch. Taktiež využívať poznatky z moderných výskumov v ochrane lesa a účinne ich aplikovať do prevádzky. Používať čo najdokonalejšie

prostriedky v boji proti biotickým škodcom. A pri budovaní lesných porastov je potrebné využívať vízie do budúcna, aby sa v budúcnosti predišlo podobným kritickým scenárom ako je tomu dnes na Horehroní. Jedine tak budeme schopný trvalo udržateľne hospodáriť v našich lesoch a predávať si ich z generácie na generáciu.

**Poďakovanie**

Táto práca bola podporená Vedeckou grantovou agentúrou Ministerstva školstva, vedy, výskumu a športu Slovenskej republiky a Slovenskej akadémie vied na základe zmluvy č. VEGA 1/0285/23 za finančnú podporu pri riešení projektu, v rámci ktorého vznikol prezentovaný príspevok.

## LITERATÚRA

Assmann, E. (1969): Náuka o výnose lesa, Príroda, Bratislava 486 s.

Basile, S., Stříbrská, B., Kalyniukova, A., Hradecký, J., Synek, J., Gershenzon, J., Jirošová, A. (2024): Physiological and biochemical changes of Picea abies (L.) during acute drought stress and their correlation with susceptibility to Ips typographus (L.) and I. duplicatus (Sahlberg). Frontiers in Forests and Global Change, vol. 7, 1436110. https://doi.org/10.3389/ffgc.2024.1436110

Fernandez-Carrillo, A., Patočka, Z., Dobrovolný, L., Franco-Nieto, A., Revilla-Romero, B. (2020): Monitoring bark beetle forest damage in Central Europe. A remote sensing approach validated with field data. Remote Sens. vol. 12, 3634. doi: 10.3390/rs12213634

Fotelli, M.N. (2021): Impacts of Climate Change on Tree Physiology and Responses of Forest Ecosystems. Forests, vol. 12, 1728. https://doi.org/10.3390/f12121728.

Hlásny, T., Sitková, Z. (2010): Hynutie smrekových porastov v Beskydoch, Národné lesnícke centrum, ISBN 978-80-8093-127-8

Hlásny, T., König, L., Krokene, P., Lindner, M., Montagné-Huck, C., Müller, J. et al. (2021): Bark beetle outbreaks in Europe: state of knowledge and ways forward for management. Curr. For. Rep., vol. 7, 138–165. doi: 10.1007/s40725-021-00142-x

Hu, Y., Sperotto, R.A., Koubouris, G., Stojnić S., Bellaloui, N. (2023): Tree ecophysiology in the context of climate change. J. For. Res., vol. 34, 1–5. https://doi.org/10.1007/s11676-023-01596-4.

Krečmer, V. (1980): Bioklimatologický slovník terminologický a explikatkvní. Akadémia, Praha, 242 s.

Minďáš, J., Škvarenina, J. (2003): Lesy Slovenska a globálne klimatické zmeny. Technická univerzita vo Zvolene. ISBN 80-228-1209-9.

Nalevanková, P. et al. (2025): Meniace sa podmienky prostredia a vodný režim smreka a buka: hospodársky vs. Prírode blízky zmiešaný les. Acta Facultatis Ecologiae, vol. 49, 77.

Netherer, S., Matthews, B., Katzensteiner, K., Blackwell, E., Henschke, P., Hietz, P., Pennerstorfer, J., Rosner, S., Kikuta, S., Schume, H., Schopf, A. (2015): Do water-limiting conditions predispose Norway spruce to bark beetle attack?. New Phytologist, vol. 205, 1128–1141. https://doi.org/10.1111/nph.13166

Raffa, K.F., Grégoire, J.C., Lindgren, B.S. (2015): "Natural history and ecology of bark beetles" in Bark Beetles: Biology and Ecology of Native and Invasive Species. eds. Vega F.E., Hofstetter R.W. (Cambridge, MA: Elsevier Academic Press).

Seidl, R., Rammer, W., Jager, D., Lexer, M. J. (2008): Impact of bark beetle (Ips typographus L.) disturbance on timber production and carbon sequestration in different management strategies under climate change. Forest Ecology and Management, vol. 256, no. 3, 209–220.

Schmidt, Vogt, H. (1987): Die Fichte, I. Taxonomie, Verbreitung, Morphologie, Okologie, Waldgesellschafen. Paul Parey, Hamburg und Berlin, 647 s.

Střelcová, K. et al. (2023): Les a letokruhy 4. – Sucho, stromy a rastliny 24–29.

Svoboda, P., Pagan, J. (1965): Lesnícka dendrológia I. Technická univerzita vo Zvolene. 289 s.

Škvarenina, J., Vido, J., Miňďaš, J., Střelcová, K., Škvareninová, J., Fleisher, P., Bošeľa, M. (2018): Globálne zmeny klímy a lesné ekosystémy. Technická univerzita vo Zvolene. ISBN 978-80-228-3049-2.

Šmelko, Š. (1992): Rast, štruktúra a produkcia lesa, Príroda, Bratislava 342 s.

Wermelinger, B. (2004): Ecology and management of the spruce beetle Ips typographus – a review of recent research. Forest Ecology and Management, vol. 202, 69.

Worell, R. (1983): Damage by the spruce bark beetle in south Norway 1970-80: A survey, and factor causing its occurrence. Meddelelser fra Norsk institutt for skogforskning, vol. 38, no. 6, 1–34.

# VPLYV HYDROGÉLU NA NASÝTENÚ HYDRAULICKÚ VODIVOSŤ PÔD S ROZDIELNYM ZRNITOSTNÝM ZLOŽENÍM

**Justína Vitková[1], Agnieszka Tomczyk-Nazarczuk[2], Olena Syrik[2], Desmond Kwayela Sama[2], Katarzyna Szewczuk-Karpisz[2], Monica S. Chandramohan[1,3], Peter Šurda[1]**

[1] Ústav hydrológie Slovenskej akadémie vied, v. v. i.

[2] Ústav agrofyziky, Poľská akadémia vied

[3] Ústav krajinného inžinierstva, Fakulta záhradníctva a krajinného inžinierstva, Slovenská poľnohospodárska univerzita

*Korešpondenčný autor: Justína Vitková, Ústav hydrológie SAV, v. v. i., Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava, Slovensko, email: vitkova@uh.savba.sk*

## ABSTRAKT

Hydrogély predstavujú perspektívny materiál na zlepšenie vodného režimu pôdy vďaka svojej schopnosti viazať vodu. Cieľom našej štúdie bolo posúdiť vplyv aplikácie hydrogélu na nasýtenú hydraulickú vodivosť (KS) troch pôd s rozdielnym zrnitostným zložením a zhodnotiť, či sa jeho účinok líši v závislosti od typu pôdy. Výsledky ukázali, že aplikácia hydrogélu bola spojená so znížením priemernej hodnoty KS vo všetkých skúmaných pôdach, pričom nie vo všetkých prípadoch bol tento pokles štatisticky významný. Výraznejšie zmeny KS sa prejavili v jemnozrnnejších pôdach, čo poukazuje na rozdielnu odozvu pôd s odlišným zrnitostným zložením na aplikáciu hydrogélu. Zníženie KS môže ovplyvniť pohyb a odvodňovanie vody v pôde. Na komplexné posúdenie praktického prínosu hydrogélu je preto potrebné doplniť výsledky najmä o merania retenčných vlastností pôd.

**Kľúčové slová:** hydrogél, nasýtená hydraulická vodivosť, piesočnatá pôda, prachovito hlinitá pôda, prachovito ílovitá pôda

## ÚVOD

Nasýtená hydraulická vodivosť pôdy ($K_S$) je významný hydrofyzikálny parameter, ktorý charakterizuje schopnosť pôdy viesť vodu pri úplnom nasýtení pôdnych pórov. Jej hodnota závisí najmä od veľkosti, distribúcie, kontinuity a prepojenosti pôdnych pórov, ktoré sú ovplyvnené zrnitostným zložením, štruktúrou a objemovou hmotnosťou pôdy. Poznanie $K_S$ je dôležité pri hodnotení infiltrácie, drenáže a pohybu vody v pôdnom profile, ako aj pri posudzovaní vplyvu pôdnych úprav na vodný režim pôdy.

Hydrogély, označované aj ako superabsorpčné polyméry, predstavujú materiály schopné absorbovať a zadržiavať veľké množstvo vody vďaka svojej zosieťovanej polymérnej štruktúre a hydrofilným funkčným skupinám. Ich aplikácia do pôdy sa skúma predovšetkým v súvislosti so zvyšovaním schopnosti pôdy zadržiavať vodu a zlepšovaním jej hydrofyzikálnych vlastností. Napučiavanie hydrogélu však zároveň mení priestorové usporiadanie pôdnych častíc a rozdelenie pórov, čím môže ovplyvňovať nielen retenčnú kapacitu pôdy, ale aj jej hydraulickú vodivosť (Womack et al., 2022; Adjuik et al., 2022).

Vplyv hydrogélov na $K_S$ nie je jednoznačný a závisí od vlastností použitého polyméru, jeho aplikačnej dávky a charakteru pôdy. Zadržiavanie vody a napučiavanie hydrogélu môžu obmedzovať priechodnosť väčších pórov, a tým znižovať $K_S$. Na druhej strane môže zmena pórovitého priestoru a usporiadania pôdnych častíc za určitých podmienok viesť aj k zvýšeniu hydraulickej vodivosti. Rozdielne výsledky dokumentujú aj štúdie, ktoré skúmali pôdy s odlišným zrnitostným zložením, pričom poukazujú na potrebu posudzovať účinky hydrogélov v kontexte konkrétneho pôdneho prostredia (Albalasmeh et al., 2022; Adjuik et al. 2022).

Zrnitostné zloženie pôdy pritom predstavuje dôležitý faktor, ktorý môže ovplyvňovať rozsah aj smer zmien hydraulických vlastností po aplikácii hydrogélu. Piesočnaté pôdy sa vyznačujú

prevahou makropórov a spravidla rýchlejším odtokom vody, zatiaľ čo pôdy s vyšším podielom prachových a ílových častíc majú odlišnú distribúciu pórov, aj podmienky prúdenia vody. Výsledky výskumu Al-Darbyho (1996) poukazujú na to, že účinok hydrogélu na retenčnú schopnosť a drenážne póry môže byť výrazný najmä v piesočnatých pôdach. Novšie poznatky zároveň potvrdzujú, že zmeny hydraulickej vodivosti po aplikácii hydrogélu môžu byť závislé od textúry pôdy a dávky polyméru (Aslan a Canbolat, 2025; Narjary et al., 2012).
Cieľom tejto práce bolo vyhodnotiť vplyv aplikácie hydrogélu, vyrobeného štruktúrnou modifikáciou biouhlia za prítomnosti alginátu sodného, na nasýtenú hydraulickú vodivosť troch pôd s rozdielnym zrnitostným zložením – piesočnatej, prachovito-hlinitej a prachovito-ílovitej.

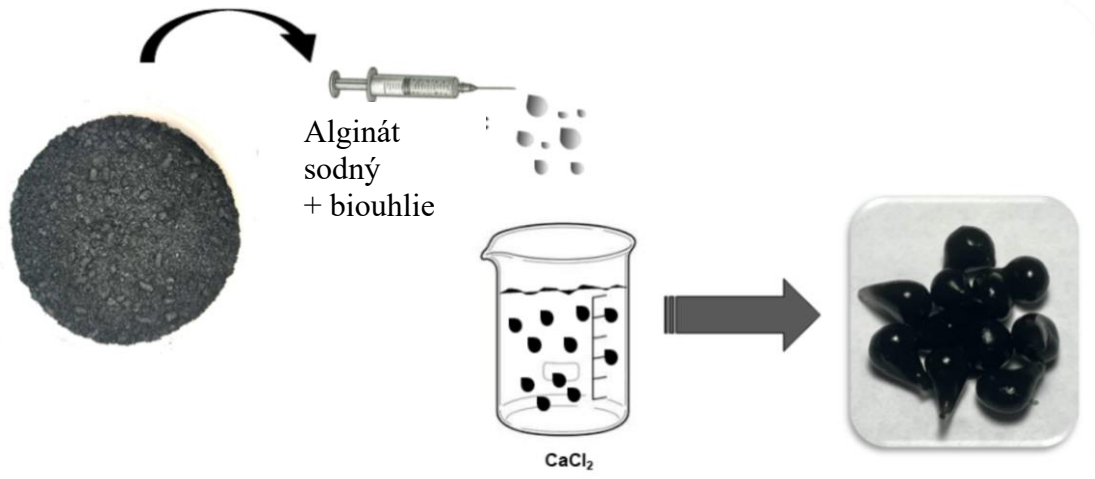
## METODIKA MERANIA

Na tento experiment boli vybrané tri typy pôd s rôznou zrnitostnou textúrou. Na lokalitách Záhorskej a Východoslovenskej nížiny a Nitrianskej pahorkatiny boli odobraté porušené vzorky pôd, na ktorých bol urobený zrnitostný rozbor hustomernou metódou (Novák a Hlaváčiková, 2019). Výsledky, ako aj hodnotenie podľa klasifikácie USDA sú zobrazené v Tabuľke 1.

**Tabuľka 2. Zrnitostný rozbor použitých pôd**

| piesok | prach | íl | klasifikácia |
|---|---|---|---|
| | % | | |
| 91 | 7.5 | 1.5 | Piesočnatá pôda |
| 11.1 | 42.9 | 46 | Prachovito ílovitá pôda |
| 15.2 | 59.9 | 24.9 | Prachovito hlinitá pôda |

Hydrogél, použitý v tomto experimente, bol pripravený štrukturálnou modifikáciou biouhlia vyrobeného zo slnečnicových semien a alginátu sodného na Inštitúte agrofyziky Poľskej akadémie vied v Lubline (obr. 1).




**Obr. 1. Schéma výroby hydrogélu**

V laboratórnych podmienkach boli do valčekov s objemom 100 cm³ pripravené vzorky neošetrených pôd (kontrola) a pôd s aplikovaným hydrogélom (zmes) v množstve 1% podľa hmotnosti. Kontrolné vzorky boli pripravené s rovnakou objemovou hmotnosťou, akú mali vzorky pôdy odobraté priamo na výskumnej lokalite. Z každého variantu boli pripravené tri vzorky. Dizajn experimentu je zobrazený v Tabuľke 2.

Nasýtená hydraulická vodivosť ($K_S$) pôdy/zmesi bola stanovená na zariadení s premenlivým hydraulickým sklonom (Igaz et al., 2017). Na každej vzorke boli urobené tri opakované merania (Tabuľka 2.). Hodnotu $K_S$ sme získali podľa rovnice (1) (Antal a Igaz, 2012):

$$Ks = \frac{L}{t} . \ln \frac{H_2}{H_1} \quad (1)$$

kde:
L – výška valčeka s pôdou/zmesou (cm),
t – čas poklesu vody z výšky $H_2$ na $H_1$ (s),
$H_2$ – počiatočná výška vody v nadstavci (cm),
$H_1$ – výška vody v nadstavci po poklese (cm).

**Tabuľka 2. Dizajn experimentu**

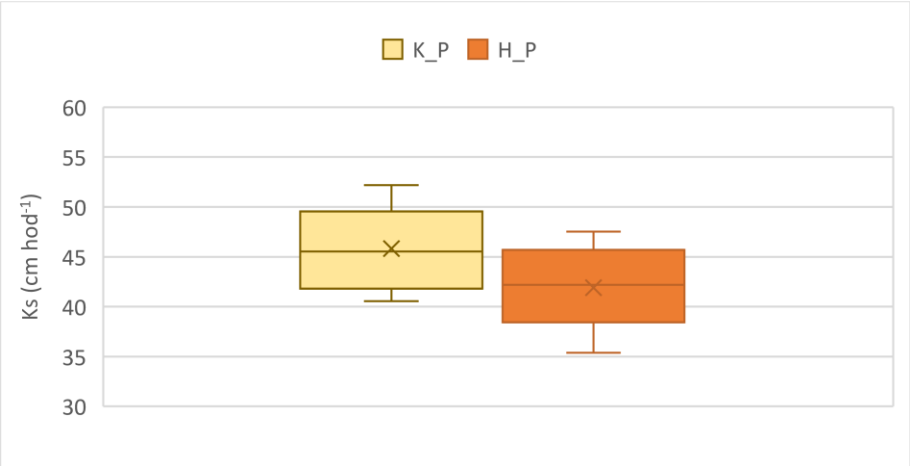
| Variant | Akronym | Počet vzoriek | Počet meraní $K_S$ |
|---|---|---|---|
| Piesočnatá pôda - kontrola | K_P | 3 | 9 |
| Piesočnatá pôda - zmes | H_P | 3 | 9 |
| Prachovito hlinitá pôda - kontrola | K_H | 3 | 9 |
| Prachovito hlinitá pôda - zmes | H_H | 3 | 9 |
| Prachovito ílovitá pôda - kontrola | K_I | 3 | 9 |
| Prachovito ílovitá pôda - zmes | H_I | 3 | 9 |

### *Štatistická analýza*

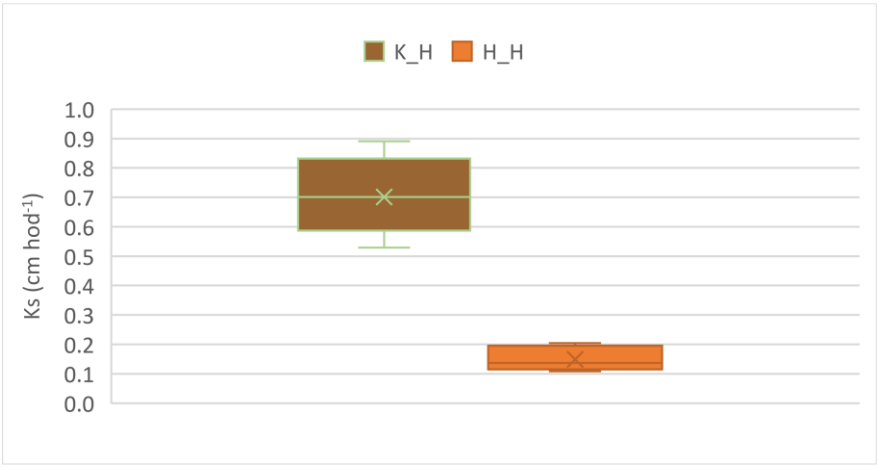
Štatistické vyhodnotenie údajov sa uskutočnilo samostatne pre každý typ pôdy s cieľom posúdiť vplyv aplikácie hydrogélu na nasýtenú hydraulickú vodivosť ($K_S$). Rozdiely v $K_S$ medzi kontrolou a zmesou (pôdou s hydrogélom) sa pre každý typ pôdy posudzoval pomocou Welchovho t-testu pre dva nezávislé výbery, ktorý nepredpokladá rovnosť rozptylov porovnávaných skupín. Štatistická významnosť sa hodnotila na hladine významnosti ($\alpha = 0.05$). Relatívna zmena $K_S$ po aplikácii hydrogélu sa vyjadrila v percentách vzhľadom na priemernú hodnotu kontrolného variantu. Výsledky sú prezentované ako priemer ± smerodajná odchýlka.

## VÝSLEDKY A DISKUSIA

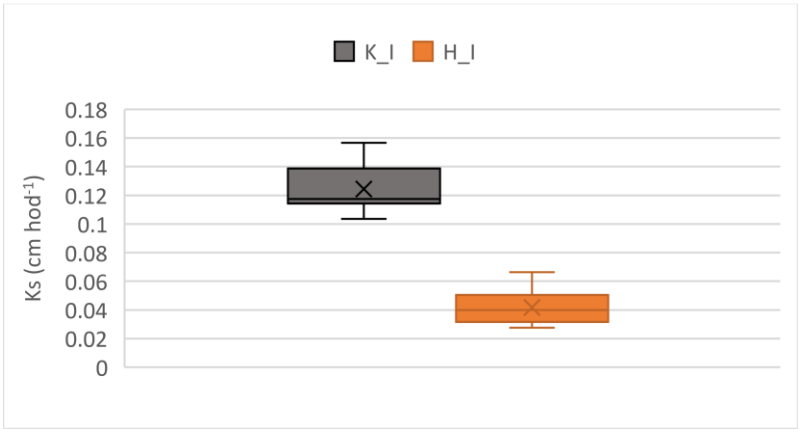
Grafické znázornenie rozdielov nameraných hodnôt $K_S$ pri jednotlivých skúmaných pôdach je zobrazené na obr. 2-4. Na obr. 2. je vidieť rozdiel medzi neošetrenou piesočnatou pôdou (K_P) a piesočnatou pôdou s aplikovaným hydrogélom (H_P). Priemerná hodnota $K_S$ vo variante s aplikovaným hydrogélom bola nižšia v porovnaní s kontrolou, približne o 8,6 % (Tabuľka 3.). Na obr. 3. je znázornený rozdiel medzi neošetrenou prachovito hlinitou pôdou (K_H) a prachovito hlinitou pôdou s aplikovaným hydrogélom (H_H). Aplikácia hydrogélu v tejto pôde výrazne znížila $K_S$. Priemerná hodnota $K_S$ poklesla z 0,701 cm $hod^{-1}$ v kontrolnom variante na 0,149 cm $hod^{-1}$ vo variante s hydrogélom, čo predstavuje zníženie približne o 78,8 % (Tabuľka 3.).
Na obr. 4. je znázornený rozdiel medzi neošetrenou prachovito ílovitou pôdou (K_I) a prachovito ílovitou pôdou s aplikovaným hydrogélom (H_I). Rovnako ako pri ostatných pôdach, došlo po aplikácii hydrogélu k zníženiu $K_S$ o 66,4 % (Tabuľka 3.).




**Obr. 2. Rozdiel medzi hodnotami $K_S$ v piesočnatej pôde bez hydrogélu (K_P) a s aplikovaným hydrogélom (H_P). Zobrazenie: minimum, 25 percentil, medián, 75 percentil, maximum a krížik reprezentuje priemernú hodnotu.**




**Obr. 3. Rozdiel medzi hodnotami $K_S$ v prachovito hlinitej pôde bez hydrogélu (K_H) a s aplikovaným hydrogélom (H_H). Zobrazenie: minimum, 25 percentil, medián, 75 percentil, maximum a krížik reprezentuje priemernú hodnotu.**




**Obr. 4. Rozdiel medzi hodnotami $K_S$ v prachovito ílovitej pôde bez hydrogélu (K_I) a s aplikovaným hydrogélom (H_I). Zobrazenie: minimum, 25 percentil, medián, 75 percentil, maximum a krížik reprezentuje priemernú hodnotu.**

Rozdiely zmesí pôd ošetrenej hydrogélom oproti kontrole sú vyjadrené v Tabuľke 3.

**Tabuľka 3. Vplyv aplikácie hydrogélu na nasýtenú hydraulickú vodivosť ($K_S$) pôd s rozdielnym zrnitostným zložením**

| PÔDA | KONTROLA PRIEMER ± SD CM HOD$^{-1}$ | ZMES PRIEMER ± SD CM HOD$^{-1}$ | ZMENA % |
|---|---|---|---|
| **PIESOČNATÁ** | 45,807 ± 2,938 | 41,887 ± 2,909 | −8,6 |
| **PRACHOVITO-HLINITÁ** | 0,701 ± 0,143 | 0,149 ± 0,044 | −78,8 |
| **PRACHOVITO-ÍLOVITÁ** | 0,1244 ± 0,0177 | 0,0418 ± 0,0087 | −66,4 |

Aplikácia hydrogélu viedla k zníženiu priemernej nasýtenej hydraulickej vodivosti ($K_S$) vo všetkých troch skúmaných pôdach, pričom veľkosť zmeny závisela od zrnitostného zloženia pôdy. V piesočnatej pôde bol zaznamenaný relatívne malý pokles (o 8,6 %), ktorý nebol štatisticky významný (Welchov t-test; $p \approx 0,18$). Naopak, v prachovito hlinitej pôde sa priemerná hodnota $K_S$ znížila najvýraznejšie v porovnaní so všetkými skúmanými pôdami (o 78,8 %; $p \approx 0,016$), pričom zmena bola štatisticky významná. Podobne aj v prachovito ílovitej pôde došlo k štatisticky významnému poklesu o 66,4 % ($p \approx 0,0059$). Tieto výsledky naznačujú, že účinok hydrogélu na $K_S$ sa líšil medzi pôdami s rozdielnym zrnitostným zložením.

## ZÁVER

Náš výskum potvrdil, že aplikácia hydrogélu v troch zrnitostne rozdielnych pôdach spôsobila zníženie nasýtenej hydraulickej vodivosti ($K_S$). Samotné zníženie $K_S$ ešte nedokazuje, že pôda dokáže zadržať viac vody dostupnej pre rastliny. Môže ísť o dôsledok zmeny pórového systému, ktorá obmedzuje prúdenie vody. Ak je pokles $K_S$ príliš výrazný, môže zároveň spomaľovať infiltráciu a odvodňovanie pôdy, čo je v prachovito ílovitej pôde nežiadúci jav. Najmä počas dlhších zrážkových období môže dochádzať k neodtekaniu pôdnej vody z pôdneho profilu. Takýto stav je nepriaznivý pre koreňový systém rastlín a môže spôsobovať stres v dôsledku prevlhčeného pôdneho prostredia. V prachovito hlinitej pôde došlo k poklesu $K_S$ na úroveň prachovito ílovitej pôdy (kontrola), čo naznačuje zmenu podmienok pohybu vody. V piesočnatej pôde by bolo najviac žiadúce znížiť $K_S$, aby sa spomalila infiltrácia cez nasýtenú pôdnu matricu. Použitím hydrogélu však nedošlo k štatisticky významnému zníženiu $K_S$.
Po prvotnej analýze môžeme potvrdiť, že po aplikácii hydrogélu došlo k zníženiu $K_S$ vo všetkých troch skúmaných pôdach, avšak na celkové zhodnotenie jeho vplyvu je potrebné analyzovať aj ostatné hydrofyzikálne parametre, najmä zmeny retenčných vlastností pôd. Podrobnejšie výsledky môžu prispieť k lepšiemu pochopeniu interakcií medzi hydrogélom a pôdnym pórovým systémom a k posúdeniu možností využitia hydrogélov pri úprave hydrofyzikálnych vlastností pôd.

### Poďakovanie

Táto štúdia bola financovaná z Poľsko-Slovenského mobilitného projektu PAS-SAS-2024-05 a projektov VEGA 2/0065/24 a APVV-25-0393.

## LITERATÚRA

Adjuik, T.A., Nokes, S.E., Montross, M.D., Wendroth, O. (2022): The Impacts of Bio-Based and Synthetic Hydrogels on Soil Hydraulic Properties: A Review. Polymers, vol. 14, 4721.

Albalasmeh, A.A., Mohawesh, O., Gharaibeh, M.A., Alghamdi, A.G., Alajlouni, M.A., Alqudah, A.M. (2022): Effect of hydrogel on corn growth, water use efficiency, and soil properties in a semi-arid region. Journal of the Saudi Society of Agricultural Sciences, vol. 21, 518–524.

Al-Darby, A.M. (1996): The hydraulic properties of a sandy soil treated with gel-forming soil conditioner.

Antal, J., Igaz, D. (2012): Aplikovaná agrohydrológia. Nitra: SPU, 2012, 210 s. ISBN 978–80–552–0731–5.

Aslan, N., Canbolat, M.Y. (2025): Effects of hydrogel application on soil water retention characteristics, soil evaporation, and saturated hydraulic conductivity in soils with different textures. Soil and Environment, vol. 44, 145–155.

Igaz, D., Kondrlová, E., Horák, J., Čimo, J., Tárník, A., Bárek, V. (2017): Základné merania v hydropedológií. Nitra: SPU, 2017, 110 s. ISBN 978–80–552–1686–7.

Narjary, B., Aggarwal, P., Singh, A., Chakraborty, D., Singh, R. (2012): Water availability in different soils in relation to hydrogel application. Geoderma, vol. 187–188, 94-101.

Novák, V., Hlaváčiková, H. (2019): Applied Soil Hydrology; Theory and Applications of Transport in Porous Media. Springer International Publishing, Cham, Switzerland. ISBN 978-3-030-01805-4.

Womack, N.C., Piccoli, I., Camarotto C., Squartini, A., Guerrini, G., Gross, S., Maggini, M., Cabrera, M.L., Morari, F. (2022): Hydrogel application for improving soil pore network in agroecosystems. Preliminary results on three different soils. Catena, vol. 213, 105759.

# NÁVRH MODELU PRE ODHAD ZÁSOBY VODY A PUKLINOVEJ PÓROVITOSTI NA ZÁKLADE VERTIKÁLNYCH POHYBOV PÔDY

**Milan Gomboš, Branislav Kandra, Andrej Tall, Dana Pavelková**
Ústav hydrológie Slovenskej akadémie vied, v. v. i.

*Korešpondenčný autor: Dana Pavelková, Ústav hydrológie SAV, v. v. i., Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava, Slovensko, email: pavelkova@uh.savba.sk*

## ABSTRAKT

Objemové zmeny ťažkých pôd vyvolané zmenami vlhkosti sa prejavujú vertikálnymi pohybmi povrchu a tvorbou puklín. Štúdia predstavuje výpočet zásoby vody a puklinovej pórovitosti v zóne aerácie pomocou pedotransferových funkcií. Postup využíva údaje o pohyboch povrchu, polohe hladiny podzemnej vody a zrnitostnom zložení za predpokladu izotropie a reverzibility objemových zmien. Overenie v lokalite Senné na Východoslovenskej nížine v roku 2019 preukázalo dobrú zhodu medzi meranými a vypočítanými zásobami vody. Vypočítaný objem puklín predstavoval potenciálnu kapacitu na zachytávanie približne 120 mm vody zo zrážok alebo povrchového prítoku. Metóda umožňuje z ľahko merateľných charakteristík odhadnúť zásobu vody a ťažko merateľnú puklinovú pórovitosť a poskytuje podklady na modelovanie vodného režimu ťažkých pôd. Jej použiteľnosť je podmienená rozsahom platnosti použitých pedotransferových funkcií.

**Kľúčové slová:** ílovité pôdy, pedotransférové funkcie, objemové zmeny pôdy, pôdna textúra, Východoslovenská nížina

## ÚVOD

Vodný režim ťažkých pôd je výrazne ovplyvnený ich schopnosťou napučiavať a zmrašťovať sa v závislosti od vlhkosti. Tým sa odlišuje od vodného režimu objemovo stálych, tzv. rigidných pôd. Objemové zmeny sa prejavujú poklesom a zdvíhaním pôdneho povrchu, ako aj vznikom a uzatváraním výsušných puklín. Na kvantitatívny opis týchto procesov sa využívajú zmrašťovacie charakteristiky vyjadrujúce závislosť čísla pórovitosti od čísla vlhkosti, charakteristiky vertikálnych pohybov povrchu, puklinová pórovitosť a geometrické charakteristiky puklinovej siete a mozaiky pôdnych agregátov (pédov).

Výskum tejto problematiky sa v medzinárodnej literatúre rozvíjal vo viacerých vzájomne súvisiacich smeroch. Významným prínosom bolo modelovanie pôdneho prostredia s duálnou pórovitosťou (Jarvis, 1994; Gerke a van Genuchten, 1993) a opis ílovito-hlinitých pôd ako dvojdoménového systému tvoreného pôdnou matricou a výsušnými puklinami (Bronswijk, 1988). Ďalšie práce sa venovali hydraulickým funkciám makropórov a pôdnej matrice (Zurmuhl a Durner, 1996), ako aj opisu preferenčného prúdenia vody v prostredí s duálnou pórovitosťou (van Genuchten a kol., 2000). Súčasťou výskumu bola identifikácia piatich zložiek interakcie medzi makropórmi a pôdnou matricou (Beven a Germann, 1982) a modelovanie zmrašťovania a napučiavania pôd vrátane ich vplyvu na vodnú bilanciu (Bronswijk, 1988; van Dam, 2000).

Experimentálne štúdie sa zameriavali na kvantifikáciu objemových zmien ílovito-hlinitých pôd v závislosti od objemovej vlhkosti (McGarry, 1988) a na hodnotenie zmrašťovania v prírodných podmienkach (Bronswijk a Evers-Vermeer, 1990; Mitchell a van Genuchten, 1992). Súbežne sa rozvíjali metodické postupy určovania objemových zmien na neporušených pôdnych blokoch a vzorkách odobratých do valčekov (Hoogmoed a Bouma, 1980; Bronswijk, 1988; Bronswijk a Evers-Vermer, 1990; Crescimanno a kol., 1995). Pozornosť sa venovala aj analytickému vyjadreniu zmrašťovacích charakteristík, ktoré umožňuje ich využitie vo výpočtových modeloch (Chertkov, 2001).

Na Slovensku priniesli základné poznatky o objemových zmenách a vodnom režime ťažkých pôd práce Gomboša a Šútora (2002), Šútora a kol. (2003) a Talla (2002). Tieto štúdie vytvorili podklad pre ďalšie experimentálne hodnotenie a modelovanie uvedených procesov v podmienkach Východoslovenskej nížiny (VSN).
Predkladaná štúdia predstavuje výpočtový model na stanovenie zásoby vody a puklinovej pórovitosti na základe vertikálnych pohybov pôdneho povrchu pri zohľadnení polohy hladiny podzemnej vody. Model prispieva k vyhodnoteniu terénnych a laboratórnych experimentov a k overovaniu použiteľnosti pedotransferových funkcií v podmienkach VSN. Puklinová pórovitosť sa počíta ako dynamická veličina závislá od vlhkostného stavu pôdy odvodeného z jej vertikálnych deformácií. Prepojenie vypočítaných hodnôt s geometrickými charakteristikami puklinovej siete, najmä s mernou dĺžkou a mernou hustotou puklín, umožňuje kvantifikovať základné priestorové charakteristiky dvojdoménovej pôdnej štruktúry.

## MATERIÁL A METÓDY

### *Popis skúmanej lokality*

Experimentálna lokalita Senné sa nachádza v centrálnej časti Východoslovenskej nížiny (VSN), v Senianskej depresnej oblasti, v nadmorskej výške 100 m n. m. (48°39‘48,12“ SZŠ; 22°02‘53,52“ VZD). Mokraďový charakter územia podmienil genézu tunajších extrémne ťažkých pôd, ktoré sa vyznačujú dominantným zastúpením ílovej frakcie (častice < 0,002 mm). Podiel ílu narastá s hĺbkou pôdneho profilu, zatiaľ čo zastúpenie prachovej frakcie sa zvyšuje smerom k povrchu. Piesková frakcia má v skúmanom profile najnižší podiel. Zmeny vlhkosti týchto pôd sprevádzajú objemové zmeny, ktoré sa prejavujú otváraním a uzatváraním puklín a vertikálnymi pohybmi pôdneho povrchu. Lokalitu pokrýva trvalý trávny porast.
V rokoch 2015–2019 bol pravidelný monitoring pôdnej vlhkosti a polohy hladiny podzemnej vody (HPV) v lokalite rozšírený o meranie vertikálnych pohybov pôdneho povrchu pomocou nivelačného prístroja. Referenčný výškový bod predstavovala pažnica hydrogeologického vrtu, ktorej výšková stabilita sa predpokladala vzhľadom na jej hlboké osadenie v pôde. Meraciu sieť tvorilo šesť bodov. Dva boli umiestnené v bezprostrednej blízkosti pažnice vrtu a zvyšné štyri vo vzdialenosti 8 a 12 m od nej, v dvoch navzájom kolmých smeroch.
Počas sledovaného obdobia sa uskutočnilo celkovo 267 meraní. Pred vyhodnotením boli zo súboru údajov vyradené chybné alebo nelogické hodnoty. Pre každý deň, v ktorom sa meranie uskutočnilo, bol následne vypočítaný aritmetický priemer platných hodnôt získaných na meracích bodoch.

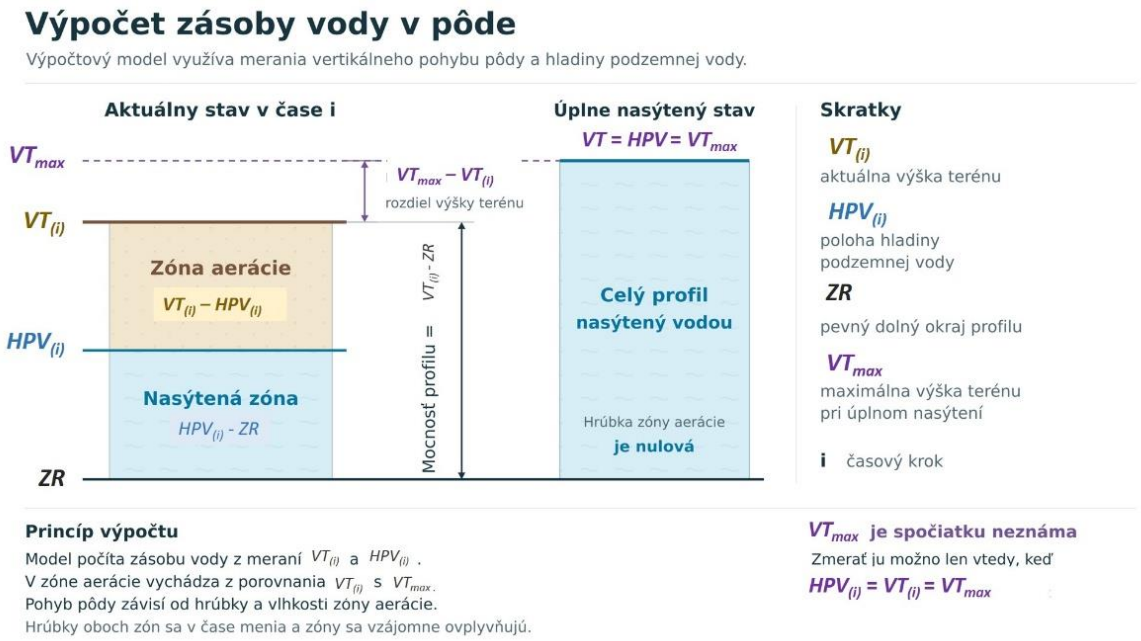
### *Teoretický základ a spracovanie údajov*

Zvolený postup predstavuje výpočtový model, umožňujúci na základe meraní vertikálneho pohybu pôdy $VT_{(i)}$ a polohy hladiny podzemnej vody $HPV_{(i)}$ výpočet:

- $W^{za}_{(i)}$ – zásoby vody v zóne aerácie pôdy [mm],
- $Vh_{(i)}$ – objem puklinovej pórovitosti (mm) v zóne aerácie pôdy.

Princíp výpočtu vychádza z ľubovoľne definovaného pôdneho profilu s určitou mocnosťou. Pôdny profil je tvorený zónou aerácie a nasýtenou zónou, ktoré sa vzájomne ovplyvňujú a ich hrúbka sa v čase mení. Zóna aerácie je vymedzená výškou terénu na hornom okraji $VT_{(i)}$ a polohou hladiny podzemnej vody $HPV_{(i)}$ . Nasýtená zóna je časť pôdneho profilu od $HPV_{(i)}$ po vopred zadefinovaný dolný okraj *ZR*, pričom mocnosť celého profilu je daná $VT_{(i)}$ a *ZR* (Obr. 1). Miera vertikálneho pohybu pôdy závisí od hrúbky zóny aerácie a jej vlhkostného stavu. Pri

výpočte zásoby vody v zóne aerácie sa vychádza z porovnania aktuálnej výšky terénu $VT_{(i)}$ a z maximálnej výšky terénu $VT_{max}$, keď je pôdny profil v saturovanom stave. Výška $VT_{max}$ je na začiatku výpočtu neznáma a dá sa zmerať len ak platí, že $HPV_{(i)} = VT_{(i)}$. Zachytiť takýto stav je v terénnych podmienkach náročné, preto je výhodnejšie $VT_{max}$ vypočítať.




**Obr. 1. Schéma princípu výpočtového modelu.**

Pre skúmaný pôdny profil možno túto hodnotu vypočítať, ak poznáme úroveň *HPV* a výšku terénu *VT*. Pre ľubovoľné meranie sa vypočíta mocnosť zóny aerácie (1):

$$MZA_{(i)}=VT_{(i)}-HPV_{(i)} \quad (1)$$

kde:
$MZA_{(i)}$ je mocnosť zóny aerácie pôdy [m],
$VT_{(i)}$ je výška horného okraja profilu [m],
$HPV_{(i)}$ je poloha hladiny podzemnej vody [m].

Hodnoty jednotlivých parametrov rovnice sú vyjadrené v čase *t(i)*. Z dôvodu spresnenia výpočtu je vhodné najprv vypočítať mocnosť zóny aerácie pre všetky merania a následne z nich vybrať výsledok s najmenšou hodnotou $MZA_{(i)}=MZA_{(i)min}$. K tejto mocnosti sa dopočíta celková mocnosť pôdneho profilu v nasýtenom stave $z_s$ [m] (2):

$$z_s=COLE\times MZA_{(i)min}+MZA_{(i)min}+NZ_{(i)} \quad (2)$$

kde:

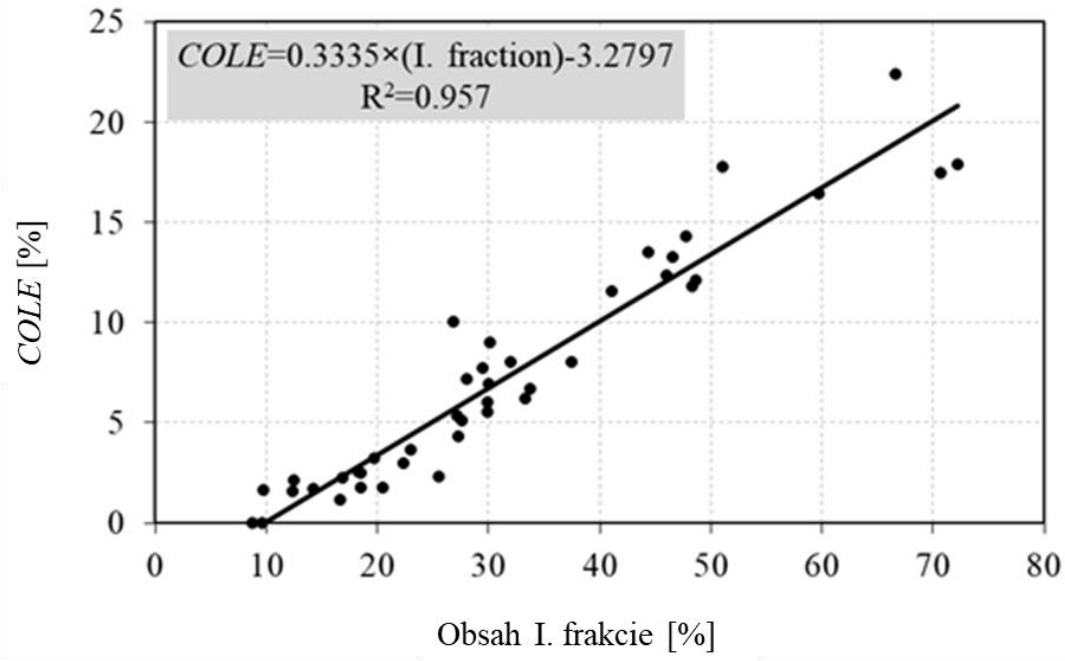
$$COLE=\frac{0{,}3335\times(\text{I.fraction})-3{,}2797}{100} \quad (3)$$

Koeficient lineárnej rozťažnosti *COLE* je parameter charakterizujúci zmrašťovací a napučiavací potenciál pôdy. Je definovaný pomocou rovnice (4):

$$COLE = \left(\frac{V_{wet}}{V_{dry}}\right)^{\frac{1}{3}} - 1 \quad (4)$$

kde:
$V_{wet}$ je objem pôdy vo vlhkom stave [m³],
$V_{dry}$ je objem pôdy v suchom stave [m³],
$NZ_{(i)}$ je mocnosť nasýtenej zóny pôdy v čase *t(i)* [m].

Výpočet *COLE* pre podmienky VSN bol založený na pedotransférovej funkcii navrhnutej na základe skúmania závislosti *COLE* odobraných neporušených vzoriek pôdy definovaného objemu od ich zrnitostného zloženia (Obr. 2) (Gomboš a Šútor, 2002; Tall, 2002).




**Obr. 2. Grafické zobrazenie lineárnej závislosti hodnoty *COLE* od obsahu častíc I. frakcie (< 0,001 mm) v skúmanej lokalite na VSN.**

Maximálna výška povrchu skúmaného profilu v nasýtenom stave je potom (5):

$$VT_{max}=ZR+z_s \quad (5)$$

a objem celého profilu $V_s$ v saturovanom stave vyjadrený na jednotkovú plochu [$m^3$ $m^{-2}$] je (6):

$$V_s=(VT_{max}-ZR)\times1\times1 \quad (6)$$

Po výpočte $VT_{max}$ a $V_s$ nasleduje vlastný výpočet zásoby vody v zóne aerácie $W_{(i)}^{az}$ pre jednotlivé merania $VT_{(i)}$ a $HPV_{(i)}$. Najprv sa vypočíta rozdiel $\Delta z = VT_{max}-VT_{(i)}$. Túto zmenu výšky povrchu terénu spôsobila objemová zmena pôdneho profilu pri zmraštení, pričom časť zmeny objemu spôsobila vertikálny pohyb a časť prispela v horizontálnom smere do objemu puklinovej pórovitosti. Pre ďalší postup je potrebné vypočítať objem zóny aerácie na jednotku plochy (1 $m^2$) po zmraštení. Tento je možné vypočítať na základe rovnice (7) (Bronswijk, 1988).

$$\Delta z = z_s - \left[\left(\frac{V}{V_s}\right)^{\frac{1}{r_s}}\right] \times z_s \quad (7)$$

kde:
$V$ je objem pôdneho profilu po zmraštení [m³],
$V_s$ je objem pôdneho profilu vo vodou saturovanom stave [m³],
$\Delta z$ je zmena výšky vzorky [m],
$z_s$ je výška vzorky v saturovanom stave [m],
$r_s$ je geometrický faktor.

Z uvedenej rovnice (7) je možné vyjadriť objem po zmraštení v tvare (8):

$$V = V_s \times \left[\frac{-\Delta z + z_s}{z_s}\right]^{r_s} \quad (8)$$

V nasledujúcom kroku sa vypočíta relatívne zmraštenie $\Delta V_r$ [%] vzhľadom k nasýtenému stavu (9):

$$\Delta V_r = \frac{(V_s - V)}{V_s} \times 100 \quad (9)$$

V ďalšom postupe sa na základe pedotransférovej funkcie hľadá objemová vlhkosť $\Theta$, pri ktorej nastalo zmraštenie objemu pôdy z hodnoty $V_s$ na hodnotu objemu $V$, pričom toto zmraštenie spôsobilo zmenu výšky terénu oproti nasýteniu o $\Delta z$ a celková zmena objemu je vyjadrená v percentách podľa rovnice (9). Algoritmus výpočtu je založený na využití pedotransférovej funkcie (10), (Gomboš a Šútor, 2002):

$$\Delta V_r = \mathrm{f}(\Theta, \text{I., II., III., IV. fraction}) \quad (10)$$

Pričom platí že:

$$\mathrm{f}(\Theta) = a \times \Theta^3 + b \times \Theta^2 + c \times \Theta + d \quad (11)$$

a koeficienty a, b, c, d sa vypočítajú na základe zrnitostného zloženia pomocou nasledujúcich rovníc:

$$a = -0.00269062 + 0.0000262177 \times (\text{I. fraction}) + 0.0000233045 \times (\text{II. fraction}) + 0.0000192065 \times (\text{III. fraction}) + 0.0000328525 \times (\text{IV. fraction}) \quad (12)$$

$$b = 0.15954 - 0.0016208 \times (\text{I. fraction}) - 0.0013997 \times (\text{II. fraction}) - 0.00119344 \times (\text{III. fraction}) - 0.00193048 \times (\text{IV. fraction}) \quad (13)$$

$$c = -2.84932 + 0.0289067 \times (\text{I. fraction}) + 0.0179922 \times (\text{II. fraction}) + 0.0248575 \times (\text{III. fraction}) + 0.0331992 \times (\text{IV. fraction}) \quad (14)$$

$$d = 35.2622 + 0.151683 \times (\text{I. fraction}) - 0.214965 \times (\text{II. fraction}) - 0.513927 \times (\text{III. fraction}) - 0.414112 \times (\text{IV. fraction}) \quad (15)$$

Vlhkosť $\Theta$ sa z rovnice (11) vypočíta numericky za predpokladu splnenia podmienky:

$$f(\Theta)=\varepsilon\times\Delta V_r \quad (16)$$

pričom $\varepsilon$ je voliteľná presnosť numerického riešenia. Po vypočítaní objemovej vlhkosti $\Theta$ je možné vypočítať:

$W_{(i)}^{za}$ – zásobu vody v zone aerácie pôdy [mm]:

$$W_{(i)}^{za}=\Theta_{(i)}\times(VT_{(i)}-HPV_{(i)}) \quad (17)$$

$Vh_{(i)}$ - objem puklinovej pórovitosti [mm] v zóne aerácie pôdy:

$$Vh_{(i)}=V_s\times\left[\left(\frac{V}{V_s}\right)^{\frac{1}{r_s}}-\frac{V}{V_s}\right] \quad (18)$$

Tento návrh výpočtového modelu vyžaduje súbor povinných vstupov, ku ktorým patria terénne merania $VT_{(i)}$, $HPV_{(i)}$ a laboratórne meranie zrnitostného zloženia pôdneho profilu (I., II., III., IV. frakcia). Pre zlepšenie presnosti modelu je možné zadať aj súbor nepovinných vstupov, ak sú k dispozícii z meraní. Ak nie sú dostupné, model ich môže vypočítať. Ak nie je zadaná hodnota geometrického faktora $r_s$, model dosadí za $r_s$=3. Hodnotu *COLE* môže model vypočítať pomocou rovnice 3, ak nie je zadaná. Objemovú vlhkosť pre nasýtený stav $\Theta_s$ možno vyjadriť pomocou pedotransférovej funkcie v tvare (Gomboš a Šútor, 2002):

$$\Theta_S=-242.025+3.09953\times(\text{I. fraction})+2.91079\times(\text{II. fraction})+2.62629\times(\text{III. fraction})+2.85083\times(\text{IV. fraction}) \quad (19)$$

Verifikácia navrhnutého modelu bola založená na vyjadrení miery zhody medzi vypočítanými a meranými hodnotami skupinou štatistických ukazovateľov:

$$IA=1-\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_c-x_m)^2}{\sum_{i=1}^{n}[|x_c-\bar{x}_m|+|x_m-\bar{x}_m|]^2} \quad (20)$$

$$NS=1-\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_c-x_m)^2}{\sum_{i=1}^{n}(x_m-\bar{x}_m)^2} \quad (21)$$

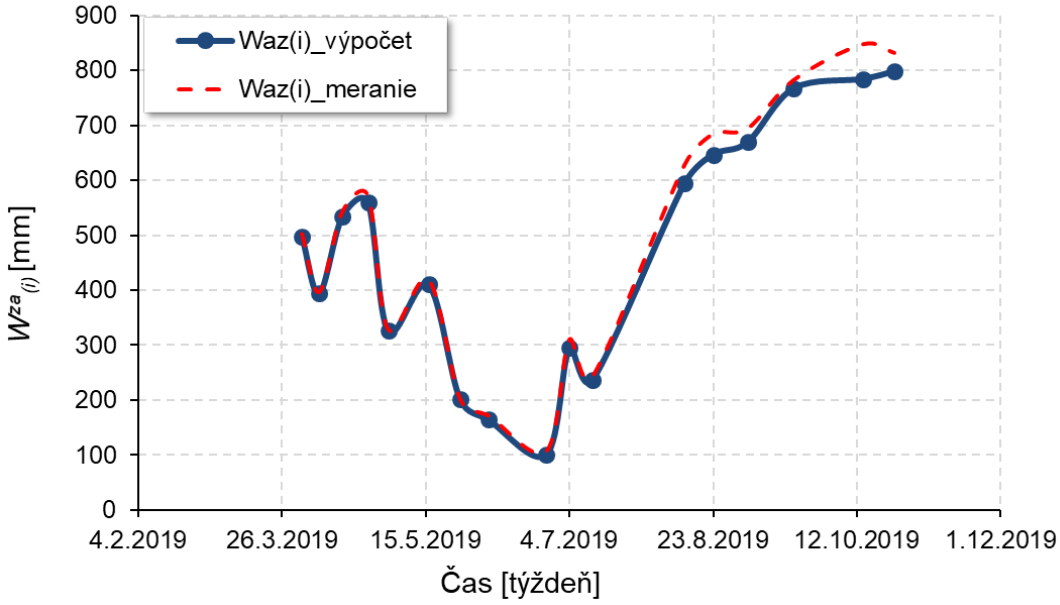
$$RMSE=\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_c-x_m)^2}{n}} \quad (22)$$

kde:
$x_m$ sú merané hodnoty a ich priemery $\bar{x}_m$,
$x_c$ sú vypočítané hodnoty skúmaných ukazovateľov.

Výkonnosť modelu bola hodnotená pomocou strednej kvadratickej chyby *RMSE* a indexov relatívnej chyby, t.j. indexu zhody *IA* (Willmott, 1982) a Nash-Sutcliffeovho indexu *NS* (Nash a Sutcliffe, 1970). Hodnoty *IA* sa môžu pohybovať medzi 0 až 1 a *NS* v intervale $(-\infty, 1>$). Ak sa hodnoty *NS* pohybujú medzi 0 až 1 ide o prijateľnú zhodu medzi modelom a meraním. Ak je $NS < 0$, znamená to, že $\bar{x}_m$ je lepším prediktorom ako $x_c$ a ide o neprijateľnú zhodu. Za dokonalú zhodu sa považujú hodnoty indexov *IA* a *NS* blízke 1.

## VÝSLEDKY A DISKUSIA

Obr. 3 znázorňuje porovnanie monitorovanej a modelom vypočítanej integrálnej zásoby vody v zóne aerácie pôdneho profilu v lokalite Senné počas verifikačného obdobia od 2. apríla do 25. októbra 2019. Výpočet bol vykonaný modelom kalibrovaným na údajoch z rokov 2015 – 2018. Na začiatku sledovaného obdobia sa pôdny povrch nachádzal o 2,45 cm nižšie než v nasýtenom stave. Maximálny pokles oproti nasýtenému stavu $\Delta z$ dosiahol 7,65 cm a bol zaznamenaný 20. septembra 2019. V tomto termíne bola mocnosť zóny aerácie $MZA_{(i)}$ 165 cm a hladina podzemnej vody $HPV_{(i)}$ sa nachádzala 171 cm pod pevným referenčným bodom na pažnici vrtu. Najmenšia mocnosť zóny aerácie bola zaznamenaná 26. júna 2019 a predstavovala 20 cm. $HPV_{(i)}$ sa v uvedenom termíne nachádzala 22 cm pod referenčným bodom na pažnici, pričom pokles pôdneho povrchu oproti nasýtenému $\Delta z$ stavu dosahoval 4 cm.



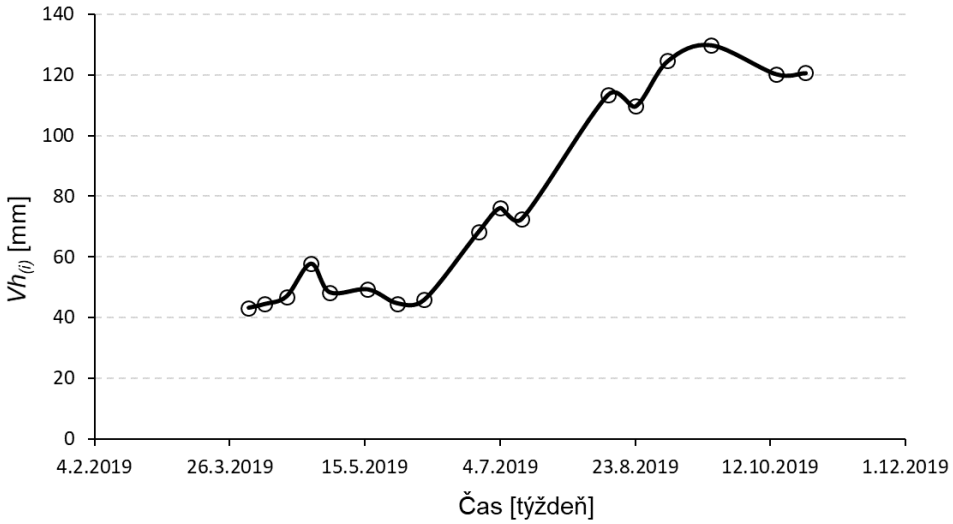

**Obr. 3. Priebeh meranej a vypočítanej $W^{za}_{(i)}$ pre lokalitu Senné.**

Zhoda medzi modelom vypočítanou a monitorovanou integrálnou zásobou vody bola vyhodnotená pomocou absolútnych a relatívnych ukazovateľov chyby a indexov zhody (Tabuľka 1). Odmocnina zo strednej kvadratickej chyby *RMSE* dosiahla 23 mm. Merané zásoby vody sa pohybovali v rozsahu 107–847 mm, čo predstavovalo rozpätie 740 mm. Hodnota *RMSE* tak zodpovedala 3,11 % tohto rozpätia. Relatívna hodnota *RMSE* (*rRMSE*), vypočítaná vzhľadom na priemernú meranú zásobu vody, dosiahla 4,8 %. Výpočtová chyba teda zostala relatívne nízka vo vzťahu k rozsahu aj priemernej úrovni meraných zásob vody. Nashov–Sutcliffeov koeficient efektívnosti *NS* dosiahol hodnotu 0,990. Súčet štvorcov rozdielov medzi modelovanými a meranými hodnotami tak predstavoval 1,02 % súčtu štvorcov odchýlok meraných hodnôt od ich priemeru. Vysokú mieru zhody podporila aj hodnota indexu zhody *IA*, ktorá dosiahla 0,997 a približovala sa jeho teoretickému maximu. Súhrnné vyhodnotenie uvedených ukazovateľov poukazuje na schopnosť modelu reprodukovať priebeh integrálnej zásoby vody v nenasýtenej zóne pôdneho profilu v lokalite Senné počas verifikačného obdobia roku 2019.

**Tabuľka 3. Hodnoty absolútnych a relatívnych ukazovateľov chyby a indexov zhody**

| *RMSE* | *rRMSE* | *NS* | *IA* |
|---|---|---|---|
| [mm] | [%] | (-∞; 1> | <0; 1> |
| 23 | 4,8 | 0,990 | 0,997 |

Obr. 4 znázorňuje časový priebeh objemu puklinového priestoru v zóne aerácie, vymedzenej aktuálnym povrchom pôdy a hladinou podzemnej vody. Objem puklín je prepočítaný na jednotku plochy pôdy a vyjadrený ekvivalentnou výškou vodného stĺpca v milimetroch. Vypočítané hodnoty dosahovali približne 120 mm, čo zodpovedá objemu 120 l $m^{-2}$. Tento výsledok poukazuje na značnú potenciálnu kapacitu puklinového priestoru na prijatie vody z intenzívnych zrážok alebo povrchového prítoku.




**Obr. 4. Priebeh vypočítanej $Vh_{(i)}$ pre lokalitu Senné.**

Výsledky výpočtu možno vyhodnocovať aj pre jednotlivé vrstvy pôdneho profilu, čo umožňuje posúdiť vertikálne rozdelenie objemu puklín. Pri doplnení údajov o mernej dĺžke puklín [m $m^{-2}$] a ich hĺbke a geometrii možno zároveň odhadnúť plochu rozhrania medzi puklinami a pôdnou matricou. Pri interpretácii vypočítaných hodnôt je potrebné zohľadniť neistotu stanovenia maximálnej výšky pôdneho povrchu v nasýtenom stave $VT_{max}$. Jej odhad je presnejší pri využití meraní z období, keď sa hladina podzemnej vody nachádza v blízkosti pôdneho povrchu. Ďalšie zdroje neistoty súvisia s použiteľnosťou zovšeobecnených pedotransferových funkcií v konkrétnych pôdnych podmienkach lokality a s odchýlkami skutočných objemových zmien od predpokladaného izotropného priebehu v zóne aerácie.

## ZÁVERY

Overenie navrhnutého modelu v lokalite Senné preukázalo vysokú zhodu medzi vypočítanou a monitorovanou integrálnou zásobou vody. Počas verifikačného obdobia roku 2019 dosiahla hodnota *RMSE* 23 mm a *rRMSE* 4,8 %, pričom hodnoty *NS* = 0,990 a *IA* = 0,997 poukázali na veľmi dobrú reprodukciu sledovaného priebehu zásoby vody.
Hlavným prínosom výpočtového postupu je možnosť využiť monitoring vertikálnych pohybov pôdneho povrchu a polohy hladiny podzemnej vody na stanovenie zásoby vody v pôdnom profile a odhad ťažko merateľných charakteristík puklinovej pórovitosti. Získané výstupy poskytujú podklad na vyhodnocovanie monitoringu vodného režimu ťažkých pôd a môžu slúžiť

ako vstupné údaje pri aplikácii numerických modelov opisujúcich dvojdoménové pôdne prostredie tvorené pôdnou matricou a puklinami. Uplatnenie môžu nájsť aj pri overovaní výsledkov týchto modelov. Použiteľnosť navrhnutého postupu je podmienená rozsahom platnosti použitých pedotransferových funkcií a ich schopnosťou vystihnúť vlastnosti pôdy v hodnotenej lokalite. V prípade potreby možno pedotransferové vzťahy opisujúce zmrašťovanie nahradiť priamo meranými zmrašťovacími charakteristikami, vyjadrenými analyticky alebo numericky. Takéto spresnenie umožňuje prispôsobiť výpočtový postup konkrétnym pôdnym podmienkam.

**Poďakovanie**

Táto práca bola podporovaná grantovou agentúrou VEGA 2/0025/24.

## LITERATÚRA

Beven, K., Germann, P.F. (1982): Macropores and water flow in soils. Wat. Resour. Res., vol. 18, no. 5, 1311–1325.

Bronswijk, J.J.B. (1988): Modeling of water balance, cracking and subsidence of clay soils. J. Hydrol., vol. 97, 199–212.

Bronswijk, J.J.B., Evers - Vermeer, J.J. (1990): Shrinkage of Dutch clay soil aggregates. Netherlands Journal of Agricultural Science, vol. 38, 175–194.

Crescimanno, G., Iovino, M., Provenzano, G. (1995): Influence of salinity and sodicity on soil structural and hydraulic characteristics. Soil Sci. Am. J., vol. 59, 1701–1708.

Gerke, H.H., van Genuchten, M.Th. (1993): A dual porosity model for simulating the prefevential movemoment of water and solutes in structed media. Water Resources Research, vol. 29, no. 2, 305–319.

Gomboš, M., Šútor, J. (2002): Kvantifikácia objemových zmien ťažkých pôd VSN. Acta Hydrologica Slovaca, vol. 3, no. 1, 155–166.

Chertkov, V.Y. (2001): The horizontal hydraulic conductivity of interaggregate capillary cracks in clay soils. New letter EGS, Nice, 2001, 123 p.

Jarvis, N.J. (1994): The MACRO Model (Version 3.1) - Technical Description and Sample Simulations. Monograph - Department of Soil Sciences, Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala, 1994, 52 p.

McGarry, D. (1988): Quantification of the effects of zero and mechanical tillage on a vertisol by using shrinkage curve indices. Austr. J. Soil, Res., vol. 26, 537–542.

Mitchell, A.R., van Genuchten, M.Th. (1992): Shrinkage of bare and cultivated soil. Soil Sci. Soc. Am. J., vol. 56, 1036–1042.

Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. (1970): River Flow Forecasting through Conceptual Models Part I—A Discussion of Principles. J. Hydrol., 10, 282–290.

Šútor, J., Gomboš, M., Tall, A. (2003): Stanovenie zásob vody v ťažkej pôde z fluktuácie polohy jej povrchu v podmienkach Východoslovenskej nížiny. Journal of Hydrology and Hydromechanics, vol. 51, no. 1, 70–76.

Tall, A. (2002): Porovnanie klasifikačných systémov pre určovanie textúry pôd so zameraním na ťažké pôdy. Acta Hydrologica Slovaca, vol. 3, no. 1, 87–93.

van Dam, J.C. (2000): Simulation of field - scale water flow and bromidetransport in cracked soil. Hydrolog. Proces, vol. 14, 1101–1117.

van Genuchten, M.Th., Schaap, M.G., Mohanty, B.P., Šimunek, J., Leij, F.J. (2000): Modelling flow and transport proceses at the local scale. Modelling of trasport processes in soils at various scales in time aspace. International Work shop of Eur Ag Engs Field of Interest on Soil a Water, Leuren, Belgium, 2000, 23–45.

Willmott, C.J. (1982): Some Comments on the Evaluation of Model Performance. Bull. Am. Meteorol. Soc., vol. 63, 1309–1313.

Zurmuhl, T., Durner, W. (1996): Modelling transient water and solute transport in a biporous soil. Water Resources Research, vol. 32, 819–829.

# HYDRAULIC CONDUCTIVITY OF FOREST SOIL AFTER HEATING TO DIFFERENT TEMPERATURES

**Anton Zvala**
Institute of Hydrology SAS

*Corresponding author: Anton Zvala, Institute of Hydrology, SAS, Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava, Slovakia, email: zvala@uh.savba.sk*

## ABSTRACT

Natural fires cause different soil heating temperatures. Saturated hydraulic conductivity (Ks) is defined as the ability of water-saturated soil to conduct water. Measuring and determining Ks is important because it quantitatively characterises the soil's permeability. Soil samples were heated under laboratory conditions. We measured Ks using the variable hydraulic gradient method. The Ks values of forest soils change after heating, with the range of these changes depending on soil texture. In addition, vegetation cover on forest soil affects Ks. The effect of texture on Ks is noticeable at higher temperatures, while the effect of vegetation is significant at lower heating temperatures. We found an increase in Ks at 200°C to $1.06\pm0.08\text{x}10^{-4}$ $m\cdot s^{-1}$ and a decrease at 300°C to $1.03 \pm 0.01\text{x}10^{-6}$ $m\cdot s^{-1}$, compared with the value for unheated forest soil $4.88\pm0.14\text{x}10^{-5}$ $m\cdot s^{-1}$. Changes in Ks of forest soil after heating lead to altered water infiltration, increased surface runoff, and intensified soil erosion.

**Keywords:** heating, forest soil, saturated hydraulic conductivity, variable hydraulic gradient method

## INTRODUCTION

Forest fires alter the hydrological dynamics and hydraulic properties of soils, including hydraulic conductivity. This affects several processes, such as surface runoff, infiltration into the unsaturated zone, and the leaching and transport of soil chemical components into groundwater (Mori et al., 2023). Forest fires can occur on soils with different textures (sand, clay, loam) and under various types of vegetation (coniferous and deciduous forests). Soil heating causes changes under natural conditions or when soil samples are placed in an oven in the laboratory, altering their hydro-physical properties (Malkinson and Wittenberg, 2011; Cawson et al., 2016; Hološ et al., 2022). A forest fire causes varying levels of soil heating, depending on the type of fuel burning (Arcenegui et al., 2007; Mataix-Solera et al., 2008; Negri et al., 2021). Fires produce lower temperatures in grassy or shrubby forest vegetation than in burning tree trunks or entire trees. The intensity and duration of a fire—which depend on the quality and moisture of the burning fuel, air temperature, humidity, wind speed, and terrain topography—have a significant impact on the increase in forest soil temperature during burning (Robichaud, 2000; Campbell et al., 1995; Hološ et al., 2023). At low fire intensities, forest soil temperatures reach 250°C–450°C (Janzen and Tobin-Janzen, 2008; Fox et al., 2007). In the presence of a substantial amount of high-quality fuel, which increases fire intensity, forest soil temperatures rise to 500°C–700°C (DeBano et al., 1998), although temperatures up to 850°C have been recorded (DeBano, 2000). In laboratory conditions, heating in a muffle furnace can simulate various fire regimes, ranging from 50°C to 900°C and above (Zvala and Nagy, 2024).

Saturated hydraulic conductivity (Ks) is defined as the ability of a water-saturated soil to conduct water. Measuring and determining Ks is crucial because it quantitatively characterizes soil permeability. Ks values show considerable variability between light and heavy soils, as these values heavily depend on soil texture (Zvala, 2025). In general, heavy soils have lower hydraulic conductivity and higher water storage capacity than light soils (Gomboš et al., 2005).

Soil water repellency further affects water infiltration and Ks. Coarse sand is highly prone to water repellency because it requires less hydrophobic material to cover a smaller particle surface area than clay or silt-textured soils. Soil water repellency increases as clay and silt content decreases, resulting in extreme water repellency in sandy soils (Woche et al., 2005; Martinez et al., 2022). Fire generally reduces hydraulic conductivity, and the extent of this effect depends on fire severity (Zema et al., 2021). Moreover, hydraulic conductivity can be further decreased by soil water repellency, which is primarily determined by the accumulation of long-chain organic compounds in or around soil particles.
Soil water repellency in forest soils can range from negligible to extreme (Mao et al., 2019), and this strongly influences water infiltration (Stoof et al., 2011). Vegetation and its burning can induce, increase, reduce, or destroy soil water repellency. Arcenegui et al. (2007) estimated the impact of heating temperature (200°C–500°C), vegetation type (Pinus halepensis, Rosmarinus officinalis, and Brachypodium retusum), the quantity of vegetation litter (control, low, and high), and the type of calcareous soil (Regosol and Luvisol) on soil water repellency. They found that the order of increasing soil water repellency was Brachypodium < Pinus < Rosmarinus, and larger amounts of litter induced greater soil water repellency. Most maximum values of soil water repellency classified as severe were found in the range of 300°C–350°C, whereas water repellency disappeared beyond this temperature. Soil organic carbon in deciduous forest soils is low and differs significantly from that in coniferous forest soils (very low soil organic carbon) (Hološ et al., 2022). Post-wildfire effects on burned shallow soils depend on several factors, including burn severity (or fire intensity), vegetation and soil types, fire frequency, and the time elapsed since the most recent wildfire (Moody et al., 2008). High heat burns above-ground vegetation, while buried roots decay and eventually die off over the long term. Consequently, such changes can alter water infiltration into soils and soil shear strength, which are associated with the presence of hydrophobic layers and the degradation of plant root systems (Lei et al., 2022). Heating of forest soil beneath vegetation can decrease Ks. This decrease is caused by small ash particles clogging pores and by hydrophobic layers forming beneath the soil surface (Ryan et al., 2024).

The aim of this study is to investigate the impact of laboratory heating from 100°C to 900°C (in 100°C increments) on the hydro-physical property of Ks sandy forest soils supporting different types of vegetation (coniferous and deciduous forests).

## MATERIAL AND METHODS

### *Study site Gbely*

The study site Gbely (1 and 2) comprised two sampling sites (1 – coniferous forest soil, 2 – deciduous forest soil) and was located near the town of Gbely (48°42'47.1"N, 17°02'24.1"E) in the Borská Lowland.




**Fig. 1. Map with marked research sites for forest soil sample collection.**

The soil at study sites 1 and 2 was classified as Arenosol (WRB, 2014) and, according to laboratory analyses (ISO 11277, 2009), has a sandy texture.

**Table 1. The average values of sand content, soil organic carbon content (SOC), pH, and soil texture of unheated soils, collected from the surface layer (0–2.5 cm) of soils at research sites 1 and 2**

| Measured quantity | Study site | |
|---|---|---|
| | 1 | 2 |
| Sand (%) | 88.14 | 82.44 |
| Silt (%) | 4.98 | 9.48 |
| Clay (%) | 6.87 | 8.07 |
| Soil texture | Sand | Sand |
| SOC (%) | 2.45 | 1.60 |
| $CaCO_3$ (%) | 0.1 | 0.05 |
| pH | 3.89 | 4.23 |

According to the World Map of Köppen−Geiger Climate Classification is study site Gbely main climates – warm temperate, precipitation – fully humid and temperature – cool summer (Kottek et al., 2006). The average annual temperature in this area is 9–10 °C, and the average annual rainfall in the Borská lowland is 600–650 mm (Atlas of the Slovak Republic, 2002). At research site RS1, the vegetation consisted of Scots Pine (Pinus sylvestris), Meadow fescue (Lolium pretense), Greater Tussock-Sedge (Carex paniculata), Narrow Buckler-Fern (Dryopteris carthusiana), Railway Bramble (Rubus elegantispinosus), Heath Star-Moss (Campylopus introflexus), Wall Lettuce (Mycelis muralis), Hairy Solomon 's-Seal (Polygonatum pubescens), Rough Saxifrage (Saxifraga aspera). At research site RS2, the vegetation comprised Sessile Oak (Quercus petraea), False-Brome (Brachypodium sylvaticum), Purple Moor Grass (Molinia caerulea), Haircap Moss (Plantago subulata), Hairy Solomon 's-Seal (Polygonatum pubescens), Autumn Hawkweed (Hieracium sabaudum), Alder Buckthorn (Frangula alnus).

### *Soil Sampling and Heating Experiment*

The surface organic layer (humus) was separated. We removed a 2.5 cm thick layer of mineral soil (approximately 6 kg) from a 200 cm × 200 cm area into prepared plastic containers (60 cm × 40 cm × 22 cm). The soil samples were then analysed in the laboratory. High temperatures under natural conditions are rare, typically caused by the burning of post-harvest residues or post-calamity forest regrowth in unmanaged areas. The mineral soil material was sieved

through a 2 mm mesh to remove roots and small stones, homogenised, and air-dried at a laboratory temperature of 20°C. Subsequently, the mineral material was weighed into ceramic dishes, with 6 dishes used for each temperature. The mass of the mineral soil per dish was 60 g (Hološ et al., 2022), resulting in a total mass of 360 g heated at each target temperature. The initial temperature of 20°C served as the control, representing laboratory temperature without heating effects. The samples were heated in an LE 15/11 muffle furnace to 100, 200, 300, 400, 500, 600, 700, 800, and 900°C for 20 minutes (using one sample per temperature level). Once removed from the furnace, the samples were allowed to cool to room temperature. The cooled soil samples were then transferred into three 100 ml cylinders for each temperature treatment. Soil compaction was adjusted to achieve predetermined bulk densities based on standard values for each soil type: 1.27 $g \cdot cm^{-3}$ for sandy soil, 1.18 $g \cdot cm^{-3}$ for clay loam, and 1.15 $g \cdot cm^{-3}$ for clay. This was followed by the measurement of Ks.

***Ks measurement***

We performed the measurements using the falling head method (Toková et al., 2023; Zvala, 2025), where the water level above the measured soil sample decreases over time (Fig. 2). The soil samples were saturated in a container by submerging them until the water level was 5 mm below the top edge of the cylinder. This saturation process lasted 48 hours, continuing until a shiny layer of water formed on the soil samples' surfaces. The falling head method for measuring Ks involves a soil sample enclosed in a sampling cylinder, which is submerged 1 cm into a water-filled container. An empty cylinder is then securely attached directly above it. Water is poured into the upper empty cylinder and allowed to infiltrate the soil. The infiltration time is the time required for the water level to drop from $h_2$ (the initial upper water level) to $h_1$ (the lower water level after a specified interval). We repeated the Ks measurement three times for each sampling point and temperature. To calculate Ks, we applied equation (1):

$$Ks = \frac{L}{t} . ln \frac{h_2}{h_1} \quad (1)$$

where
Ks – saturated hydraulic conductivity,
*L* – length of soil sample,
t – time for the level to drop from height h2 to h1,
$h_2$ – level height at the beginning of the measurement,
$h_1$ – level height at the end of the measurement.

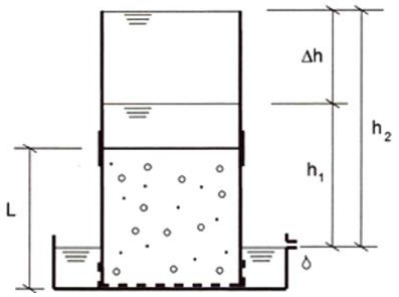



**Fig. 2. Device for measuring Ks.**

**RESULTS AND DISCUSSION**

The graphs for sandy soils in coniferous and deciduous forests indicate smaller and larger differences in Ks values, respectively. However, we did not find significant differences in post-

heating Ks between coniferous and deciduous forest soils overall. Minor variations in the increase or decrease in Ks between coniferous and deciduous forests are driven by organic matter decomposition, the content of water-repellent chemicals, ash content, the loss of water repellency and a decrease in carbon content.

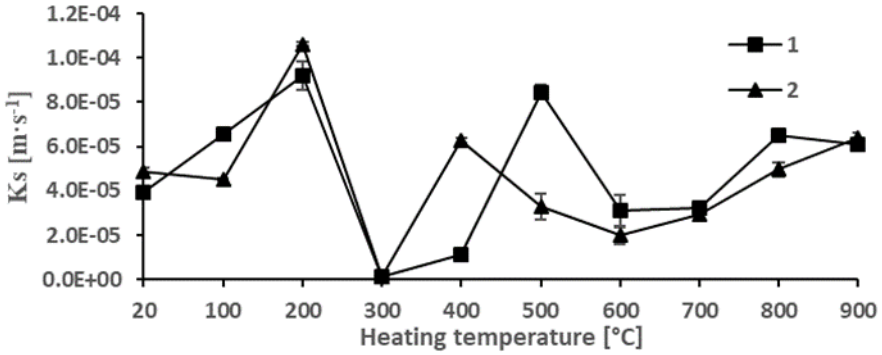



**Fig. 3. Graphs the impact of heating on the Ks of sandy forest soil (1 – coniferous forest, 2 - deciduous forest).**

According to Table 1, both soils are sandy, with only small differences in the contents of sand, silt and clay. The organic carbon content of the sampled soil varies and could have caused small differences in the Ks of the collected soil samples. Specifically, we measured higher Ks values in the coniferous forest than in the deciduous forest at lower heating temperatures. The Ks values of forest soils change after heating, with the range of these changes depending on soil texture. In addition, vegetation cover on forest soil affects Ks. The effect of texture on Ks is noticeable at higher temperatures, while the effect of vegetation is significant at lower heating temperatures. Sand is highly prone to water repellency because it requires less hydrophobic material to cover a smaller particle surface area than clay or silt-textured soils. We found an increase in Ks at 200°C to $1.06\pm0.08\text{x}10^{-4}$ m·s$^{-1}$ and a decrease at 300°C to $1.03\pm0.01\text{x}10^{-6}$ m·s$^{-1}$, compared with the value for unheated forest soil $4.88\pm0.14\text{x}10^{-5}$ m·s$^{-1}$. Although we did not investigate the impact of every plant species listed in the site description, a detailed vegetation analysis could help uncover new insights into how plants (both above-ground parts and roots) influence soil hydraulic properties after heating.

## CONCLUSIONS

The Ks values of forest soils change upon heating. The extent of this change depends on soil texture and Ks is also influenced by vegetation cover in forest soils. We found an increase in Ks at 200°C to $1.06\pm0.08\text{x}10^{-4}$ m·s$^{-1}$ and a decrease at 300°C to $1.03\pm0.01\text{x}10^{-6}$ m·s$^{-1}$, compared with the value for unheated forest soil $4.88\pm0.14\text{x}10^{-5}$ m·s$^{-1}$. Changes in Ks of forest soil after heating lead to altered water infiltration, increased surface runoff, and intensified soil erosion.

## Acknowledgement

The publication is the result of the implementation of the VEGA Grant Agency project 2/0035/23 The effect of heating on the hydro-physical and chemical properties of forest soil.

## REFERENCES

Arcenegui, V., Mataix-Solera, J., Guerrero, C., Zornoza, R., Mayoral, A.M.M.J. (2008): Factors controlling the water repellency induced by fire in calcareous Mediterranean forest soils, European Journal of Soil Science, vol. 58, 1254–1259, 10.1111/j.1365-2389.2007.00917.x

Atlas of the Slovak Republic (2002): Ministry of the Environment, Bratislava and Slovak Environment Agency, Banská Bystrica, 2002, 344 p. ISBN 80-88833-27-2.

Campbell, G.S., Jungbauer, J.D., Bristow, K.L., Hungerford, R.D. (1995): Soil, temperature and water content under surface fire. Soil Science, vol. 159, no. 6, 363–374, https://doi.org/10.1097/00010694-199506000-00001".

Cawson, J.G., Nyman, P., Smith, H.G., Lane, P.N.J., Sheridan, G.J. (2016): How soil temperatures during prescribed burning affect soil water repellency, infiltration and erosion, Geoderma, vol. 278, 12–22, ISSN 0016-7061, https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.05.002.

DeBano L.F. (2000): The role of fire and soil heating on water repellency in wildland environments: a review. Journal of Hydrology, https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00194-3

Fox D.M., Darboux F., Carrega P. (2007): Effects of fire-induced water repellency on soil aggregate stability, splash erosion, and saturated hydraulic conductivity for different size fractions. Hydrological Processes, vol. 21, 2377–2384.

Gomboš, M., Šútor, J., Tall, A. (2005): The influence of soil environments on their water regime, The fourth soil Science Days in Slovakia, Collection of papers from the scientific conference of soil experts of the Slovak Republic, Čingov, 14–16.6.2005, Research Institute of Soil Science, 96–101

Hološ, S., Šurda, P., Lichner, Ľ., Zvala, A., Píš, V. (2022): "Fire-induced changes in soil properties depend on age and type of forests" Journal of Hydrology and Hydromechanics, vol. 70, no. 4, 442–449. https://doi.org/10.2478/johh-2022-0034

Hološ, S., Zvala, A., Šurda, P., Lichner, Ľ. (2023): Fire-induced water repellency in the forest soil covered with different types of forest floor biomass. Acta Hydrologica Slovaca, vol. 24, no.1, 151–158. DOI: https://doi.org/10.31577/ahs-2023-0024.01.0017

ISO 11277 (2009): Soil quality. Determination of particle size distribution in mineral soil material. Method by sieving and sedimentation. International Organization of Standardization, Geneva. (https://www.iso.org/standard/54151.html)

Janzen, C., Tobin-Janzen, T. (2008): Microbial Communities in Fire-Affected Soils. In: Dion, P., Nautiyal, C.S. (eds) Microbiology of Extreme Soils. Soil Biology, vol 13. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-74231-9

Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F. (2006): Aktualizovaná svetová mapa Köppen-Geigerovej klimatickej klasifikácie. Meteorologische Zeitschrift, vol. 15, 259–263. https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0130

Lei, M., Cui, Y., Ni, J., Zhang, G., Li, Y., Wang, H., Liu, D., Yi, S., Jin, W., Zhou, L. (2022): Temporal evolution of the hydromechanical properties of soil-root systems in a forest fire in China, Science of The Total Environment, vol. 809, 151165, ISSN 0048-9697, https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.151165.

Lucas-Borja, M.E., Fernández, C., Plaza-Alvarez, P.A., Zema, D.A. (2022): Variability of hydraulic conductivity and water repellency of soils with fire severity in pine forests and reforested areas under Mediterranean conditions. Ecohydrology, vol. 15, no. 8, e2472, DOI:10.1002/eco.2472

Malkinson, D., Wittenberg, L. (2011): Post fire induced soil water repellency—Modelling short and long-term processes. Geomorphology, vol. 125, issue 1, 186–192, ISSN 0169-555X, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.09.014.

Mao, J., Nierop, K.G.J., Dekker, S.C., Dekker, L.W., Chen, B. (2019): Understanding the mechanisms of soil water repellency from nano-scale to ecosystem scale: A review. Journal of Soils and Sediments, vol. 19, 171–185. https://doi.org/10.1007/s11368-018-2195-9

Martínez, S.I., Contreras, C.P., Acevedo, S.E., Bonilla, C.A. (2022): Unveiling soil temperature reached during a wildfire event using ex-post chemical and hydraulic soil analysis. Science of the Total Environment, vol. 822, 153654. doi: 10.1016/j.scitotenv.2022.153654. Epub 2022 Feb 4. PMID: 35124058.

Mataix-Solera, J., Arcenegui, V., Guerrero, C., Jordán, M., D., P., T., N., W., L. (2008): Can terra rossa become water repellent by burning? A laboratory approach, Geoderma, vol. 147, 178–184, 10.1016/j.geoderma.2008

Mataix-Solera, J., Cerdà, A., Arcenegui, V., Jordán, A., Zavala, L.M. (2011): Fire effects on soil aggregation: A review. Earth-ScienceReviews, vol. 109, 44–60, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.08.002

Moody J.A., Martin D.A., Haire S.L., Kinner D.A. (2008): Linking runoff response to burn severity after a wildfire Hydrol. Process., vol. 22, no. 13, 2063–2074, DOI: 10.1002/hyp.6806

Mori, L., Nigro, M., Baneschi, I., Menichini, M., Giannecchini, R. (2023): Soils hydraulic conductivity tests in slopes affected by Fire: an example on Pisani Mountains (Tuscany, Italy), Rendiconti Online Della Societa Geologica Italiana, vol. 61, 88–93 DOI10.3301/ROL.2023.52

NCSS (2018): NCSS 12 Statistical Software. NCSS, LLC. Kaysville, Utah, USA. ncss.com/software/ncss.

Negri, S., Stanchi, S., Celi, L., Bonifacio, E. (2021): Simulating wildfires with lab-heating experiments: Drivers and mechanisms of water repellency in alpine soils. Geoderma, vol. 402, 115357. doi:10.1016/j.geoderma.2021.115357

Rawls, W.J., Ahuja, L.R., Brakensiek, D.L. (1992): Estimating Soil Hydraulic Properties From Soil Data. Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated soils, pp. 329–340.

Robichaud, P.R., Hungerford, R.D. (2000): Water repellency by laboratory burning of four northern Rocky Mountain forest soils, Journal of Hydrology, vol. 231, 207–219, Special Issue SI, DOI10.1016/S0022-1694(00)00195-5

Ryan A.R., Woojae J., Tae-Hyuk K. (2024): Wildfire burn severity and post-wildfire time impact mechanical and hydraulic properties of forest soils, Geoderma Regional, vol. 39, e00856, ISSN 2352-0094,https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2024.e00856.

Stoof, C.R., Moore, D., Ritsema, C.J., Dekker, L.W. (2011): Natural andfire-induced soil water repellency in a Portuguese shrubland. Soil Sci-ence Society of America Journal, vol. 75, 2283–2295, https://doi.org/10.2136/sssaj2011.0046

Woche, S.K., Goebel, M.O., Kirkham, M.B., Horton, R., Van der Ploeg, R.R., Bachmann, J. (2005): Contact angle of soils as affected by depth, texture, and land management. European Journal of Soil Science, vol. 56, 239–251. https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2004.00664.x

WRB (2014): World Reference Base for Soil Resources 2014. World Soil Resources Reports No. 106. Rome, 192 p.

Zema, D.A., Van Stan, J.T., Plaza-Alvarez, P.A., Xu, X., Carra, B.G., Lucas-Borja, M.E. (2021): Effects of stand composition and soil properties on water repellency and hydraulic conductivity in Mediterranean forests. Ecohydrology, vol. 14, e2276. https://doi.org/10.1002/eco.2276

Zvala, A., Nagy, V. (2024): Water repellency of forest soil with different textures after heating, In Hydrological Processes, Ecosystems and Climate Change: book of peer-reviewed papers. - Bratislava : IH SAS, 2024, p. 187-192. ISBN 978-80-89139-61-3.

Zvala, A. (2025): Comparison of saturated hydraulic conductivity with depth in coniferous and deciduous forest soils. Acta Hydrologica Slovaca, vol. 26, no. 1, 150–155. ISSN 2644-4690.

Zvala, A. (2025): Saturated hydraulic conductivity of the forest soil and natural conditions. Acta Hydrologica Slovaca, vol. 26, no. 1, 156–161. ISSN 2644-4690.

# COMPARATIVE ASSESSMENT OF LONGITUDINAL DISPERSION COEFFICIENT FORMULATIONS UNDER DIFFERENT HYDRAULIC AND GEOMETRIC CONDITIONS

**Hadeer Ahmed[1,2], Yvetta Velísková[1]**
[1] Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences
[2] Faculty of Civil Engineering, Slovak University of Technology in Bratislava

*Corresponding author: Hadeer Ahmed, Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava, Slovakia, email: mohammedahmed@uh.savba.sk*

## ABSTRACT

The longitudinal dispersion coefficient (D_L ) is an important parameter in one-dimensional modelling of pollutant transport in rivers and streams. Longitudinal dispersion results from flow velocity and mass concentration gradients combined with turbulent mixing, causing a pollutant cloud to spread along the flow direction. Since these processes are not explicitly resolved in a one-dimensional model, their overall effect on longitudinal spreading is represented by the effective coefficient D_L. Numerous empirical and semi-empirical formulations have been proposed to estimate D_L from flow hydraulics and channel geometry. However, these formulations differ in their mathematical structure, required input variables, and dependence on channel and flow conditions. As a result, estimates of D_L may vary under the same conditions depending on the selected formulation. This study compares four formulations for estimating the longitudinal dispersion coefficient in open-channel flow. The aim is to clarify the main differences among the selected formulations in terms of their mathematical structure, hydraulic and geometric input requirements, parameter dependence, development basis, and stated applicability and limitations. The comparison provides a basis for subsequent sensitivity analysis and for selecting suitable D_L formulations for streams with specific hydraulic and geometric characteristics, and later application in pollutant-transport modelling.

**Keywords:** longitudinal dispersion coefficient – pollutant transport – open channel flows – hydraulic and geometric parameters

## INTRODUCTION

Rivers and streams can receive pollutants from various sources, including industrial discharges, agricultural runoff, wastewater releases, and accidental spills. Once a pollutant enters a watercourse, advection carries it downstream, while mixing and dispersion cause it to spread over time and space of cross-section profiles. Predicting when a pollutant will reach a particular location, how its concentration will change, and how long it may remain present is important for water quality management and pollution-response planning. Such predictions are valuable during accidental spills, when decisions need to be made with limited field data (Fischer et al., 1979; Jobson, 1997).

Numerical models are widely used to simulate pollutant transport in rivers, but choosing a suitable model depends on the level of detail required, the available data, and computational cost. Two- and three-dimensional models can capture variations in flow and pollutant concentration that one-dimensional models cannot resolve, but they generally require more detailed input data and a greater computational effort (Halaj et al., 2014; Baek and Seo, 2016). For many river applications, a one-dimensional (1D) advection-dispersion model is therefore a practical choice, especially when the main interest is in predicting changes in cross-sectionally averaged pollutant concentration along the river (Camacho Suarez et al., 2019).

Longitudinal dispersion is mainly caused by differences in flow velocity within the channel cross-section, together with transverse and vertical mixing that redistributes pollutants between

faster- and slower-flowing regions. Because these processes are not explicitly resolved in a 1D model, their combined effect is represented by an effective longitudinal dispersion coefficient ($D_L$) (Fischer et al., 1979). This 1D description is most appropriate when mixing across the width and depth has developed sufficiently and longitudinal spreading can reasonably be described by a Fickian dispersion term (Fischer et al., 1979).

The role of $D_L$ in pollutant transport modelling can be described by the one-dimensional advection-dispersion equation (1D ADE). For a conservative pollutant without additional sources or sinks, the equation can be written as (Seo and Cheong, 1998; Kashefipour and Falconer, 2002):

$$\frac{\partial(AC)}{\partial t} + \frac{\partial(QC)}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x}\left(AD_L \frac{\partial C}{\partial x}\right) \quad (1)$$

Where $C$ is the cross-sectionally averaged pollutant concentration, $A$ is the cross-sectional flow area, $Q$ is the discharge, $x$ is the downstream distance, and $t$ is time. Different estimates of $D_L$ can lead to different predictions of pollutant concentration distributions, affecting measures such as peak concentration, time to peak, and the duration of elevated concentrations. The magnitude of these differences depends on the hydraulic conditions and the characteristics of the pollutant release (Camacho Suarez et al., 2019)**.**

The longitudinal dispersion coefficient can be estimated from field tracer measurements or predicted using theoretical, empirical, and semi-empirical formulations based on river hydraulic and geometric characteristics. Common input parameters include mean flow velocity, shear velocity, channel width, and water depth (Seo and Cheong, 1998; Kashefipour and Falconer, 2002). Even when they use similar parameters, the formulations differ in their assumptions, mathematical expressions, input requirements, and treatment of channel geometry. Consequently, they may produce different estimates of $D_L$ under the same river conditions (Bahadur et al., 2021). When used in transport models, differences in estimated $D_L$ can affect predicted pollutant concentrations and assessments of whether these concentrations exceed water quality limits (Camacho Suarez et al., 2019). Selecting a suitable formulation therefore requires considering available input data and the conditions under which each formulation was developed and evaluated.

This study considers four formulations for estimating $D_L$ in open-channel flows. Fischer (1975) presented a simplified expression based on the theory of shear dispersion. Seo and Cheong (1998) developed an empirical relationship using physically selected dimensionless parameters and regression analysis of field measurements. Kashefipour and Falconer (2002) later proposed a hybrid formulation combining their own empirical equation with that of Seo and Cheong (1998). Sahay (2013) developed an empirical formulation using a genetic algorithm that explicitly includes channel sinuosity alongside other hydraulic and geometric parameters.

The aim of this paper is to compare the four formulations in terms of their development, mathematical expression, required input parameters, and reported applicability and limitations. Particular attention is given to how each formulation accounts for hydraulic conditions and channel geometry, and what should be considered when selecting a suitable formulation for 1D pollutant-transport modelling.

## SELECTED LONGITUDINAL DISPERSION FORMULATIONS

This section presents the four selected formulations for estimating the longitudinal dispersion coefficient. For each formulation, we present the equation, briefly explain how it was developed, note any key assumptions, and identify its type. The selected formulations were developed for or evaluated using natural streams and rivers, but they differ in how they represent the channel geometry. For consistency, the same notation is used for all four

formulations. Here, $D_L\ (m^2/s)$ is the longitudinal dispersion coefficient, $U\ (m/s)$ is the cross-sectional mean flow velocity, $B\ (m)$ is the channel width, $H\ (m)$ is the mean flow depth, and $u_*\ (m/s)$ is the shear velocity. Any additional parameters are defined where they are introduced.

**Fischer (1975)**

Fischer (1975) presented a simplified formulation for estimating $D_L$, based on his earlier theoretical work on shear dispersion (Fischer, 1967). The formulation was obtained by approximating his integral relationship using assumptions for velocity variations across the channel, the transverse length scale, and the transverse mixing coefficient. The resulting expression is:

$$D_L = \frac{0.011\ U^2 B^2}{H\ u_*} \tag{2}$$

The approximation uses a mean-square velocity deviation of $0.2\ U^2$, a transverse length scale of $0.7\ B$, and a transverse mixing coefficient of $0.6\ H\ u_*$. As the formulation is derived from a theoretical relationship but uses assumptions based partly on experimental observations, it can be classified as physically based and semi-empirical.

**Seo and Cheong (1998)**

Seo and Cheong (1998) used dimensional analysis and regression of field measurements to develop a formulation for $D_L$. They selected two dimensionless parameters, the width-to-depth ratio $(B/H)$ and the ratio of mean flow velocity to shear velocity $(U/u_*)$ to represent the effects of channel geometry and flow characteristics. They used the one-step Huber regression method with 35 of the 59 field datasets collected from 26 rivers in the United States. The resulting equation is:

$$D_L = 5.915\ \left(\frac{B}{H}\right)^{0.620} \left(\frac{U}{u_*}\right)^{1.428} H\ u_* \tag{3}$$

This formulation is empirical, with its structure based on dimensional analysis, and its coefficients determined through regression.

**Kashefipour and Falconer (2002)**

Kashefipour and Falconer (2002) used dimensional analysis and regression of 81 sets of field measurements from 30 rivers in the United States to develop an initial equation for $D_L$. They then combined this equation with the formulation proposed by Seo and Cheong (1998), using a weighting of 70% for their own equation and 30% for that of Seo and Cheong. The resulting expression, presented as Eq. (15) in their study, is:

$$D_L = \left[7.428 + 1.775\left(\frac{B}{H}\right)^{0.620}\left(\frac{u_*}{U}\right)^{0.572}\right] HU\left(\frac{U}{u_*}\right) \tag{4}$$

This is an empirical hybrid formulation, combining two regression-based equations.

**Sahay (2013)**

Sahay (2013) developed a formulation for estimating $D_L$ in sinuous rivers, taking into account channel sinuosity along with hydraulic and geometric parameters. The equation was developed

using a genetic algorithm applied to published field data, with 61 sets of measurements from 24 rivers in the United States used for its development and evaluation. The resulting expression, presented as Eq. (17) in the original study, is:

$$D_L = 2\,Hu_* \left(\frac{B}{H}\right)^{0.72} \left(\frac{U}{u_*}\right)^{1.37} S_i^{1.52} \tag{5}$$

where $S_i$ is the dimensionless channel sinuosity, defined as the ratio of the river channel length to the corresponding valley length.
The formulation is empirical.

## COMPARATIVE ASSESSMENT AND DISCUSSION

The four formulations share the same hydraulic input parameters $(U), (H)$, and $(u_*)$ and channel width $(B)$, but they differ in their mathematical dependence on these variables and in how they represent the channel geometry. They also differ in the assumptions behind their development and the field data used for their evaluation. These differences are examined in the following subsections, with their implications for selecting a suitable formulation for 1D pollutant-transport modelling.

### Mathematical Structure and Parameter Dependence

Fischer (1975), Seo and Cheong (1998), and Sahay (2013) follow power-law relationships, while the formulation of Kashefipour and Falconer (2002) combines two expressions. The exponents of the individual variables are summarized in Table 1.
Fischer's formulation shows a quadratic dependence on both mean flow velocity and channel width, while depth and shear velocity have inverse effects. In contrast, Seo and Cheong (1998) and Sahay (2013) have lower positive exponents for velocity and width, and a positive dependence on depth. Sahay's formulation also includes channel sinuosity, with an exponent of 1.52, which is higher than those of its other input variables.
The formulation of Kashefipour and Falconer (2002) is different because it consists of two terms. The first depends on velocity, depth, and shear velocity, while the second also includes channel width and has the same parameter exponents as Seo and Cheong (1998). Hence, the overall dependence on each variable is not described by a single constant exponent but varies with relative contribution of the two terms.
These mathematical relationships show how each formulation responds to changes in individual parameters when the remaining variables are held constant. However, hydraulic variables are often related in natural rivers, so changes in one parameter may also affect the others.
Although all four formulations describe the same physical process, they do not necessarily predict the same response to changes in individual variables. For instance, Fischer's inverse dependence on depth follows from the assumptions used to simplify the shear-dispersion relationship, including a transverse mixing coefficient proportional to $H\,u_*$. In contrast, the positive depth exponents in the other formulations follow from empirically based relationships. These differences describe how the equations behave mathematically rather than establishing a universal physical effect of changing river depth. They should therefore be considered when applying the formulations under different hydraulic conditions.

**Table 4. Exponents of the hydraulic and geometric variables in the selected formulations**

| Formulation | $U$ | $B$ | $H$ | $u_*$ | $S_i$ |
|---|---|---|---|---|---|
| Fischer (1975) | 2 | 2 | -1 | -1 | – |
| Seo and Cheong (1998) | 1.428 | 0.620 | 0.380 | -0.428 | – |
| K. & F. (2002), first term | 2 | 0 | 1 | -1 | – |
| K. & F. (2002), second term | 1.428 | 0.620 | 0.380 | -0.428 | – |
| Sahay (2013) | 1.37 | 0.72 | 0.28 | -0.37 | 1.52 |

## Representation of Hydraulic and Geometric Characteristics

Fischer (1975) uses channel width and mean depth without an explicit parameter for cross-sectional shape. Seo and Cheong (1998) describe channel geometry through the width-to-depth ratio $(B/H)$, which also appears in the second term of Kashefipour and Falconer's (2002) formulation. This ratio gives information about channel dimensions, but it doesn't describe the detailed shape of the cross-section.
Sahay (2013) additionally includes channel sinuosity $S_i$, which represents the degree of channel winding relative to the valley. This differs from the width-to-depth ratio, as sinuosity describes the river planform rather than its cross-sectional dimensions. However, sinuosity alone does not describe individual bends or variations in cross-sectional shape.
In terms of input requirements, the first three formulations rely on the same four parameters, $U, H, B,$ and $u_*$, while Sahay (2013) requires additional information on channel and valley lengths to determine sinuosity. However, channel sinuosity can be estimated from topographic maps or GIS data without additional field measurements, so this input doesn't represent a significant practical disadvantage (Sahay, 2013).
When applying these formulations in 1D transport modeling, the choice of hydraulic and geometric parameters depends on the variability of river conditions along the study reach. For relatively uniform reaches, representative reach-averaged values may be sufficient. In reaches with significant changes in flow conditions or channel geometry, the parameters can instead be assigned to individual cross-sections or subreaches, allowing $D_L$ to vary spatially.

## Applicability and Limitations

The applicability of the four formulations should be considered in relation to the conditions and field data used in their development and evaluation, as summarized in Table 2. Fischer (1975) derived his simplified equation from a theoretical relationship and compared its predictions with published observations from natural streams. Seo and Cheong (1998) used 35 field measurements to develop their equation and 24 independent measurements for verification. Kashefipour and Falconer (2002) used a larger database of 81 observations from 30 rivers to develop and evaluate their formulations. However, their hybrid equation (Eq. 15 in their study) was evaluated using the same database rather than a separate verification dataset. Sahay (2013) used 45 field measurements for development and 16 for verification, covering rivers with different degrees of sinuosity.
The field data also cover different ranges of hydraulic and geometric conditions, as shown in Table 2. For example, Fischer's evaluation included channel widths of approximately $15.85 - 182.88\,m$, while the dataset used by Sahay (2013) covered widths of $11.9 - 253.6\,m$ and sinuosity values from $1.08 - 2.54$. Kashefipour and Falconer (2002) considered an even wider range of channel sizes, although some extreme observations were excluded from the regression analysis. These differences should be taken into account when applying the formulations to river conditions outside those represented in the original studies.

Another important consideration is that the formulations do not represent all the physical processes and geometric variations affecting longitudinal dispersion. Although they were developed for or evaluated using natural rivers, their predictions depend on simplified representations of hydraulic and geometric conditions. Their use in 1D transport modelling also requires that the longitudinal spreading process can reasonably be represented by an effective dispersion coefficient after sufficient cross-sectional mixing.
Therefore, the reported performance of a formulation within its original study does not necessarily indicate that it will perform equally in other rivers. The choice of the formulation should compare and analyze the available field data, the hydraulic and geometric conditions of the river, and the assumptions behind each equation.

**Table 2. Development, evaluation, and field-data ranges of the selected formulations**

| Formulation | Development | Evaluation | Field-data ranges for evaluation |
|---|---|---|---|
| Fischer (1975) | Theoretical simplification | Published stream observations | $B: 15.85 - 182.88\ m$<br>$H: 0.43 - 4.75\ m$<br>$U: 0.24 - 1.55 \frac{m}{s}$<br>$u_*: 0.055 - 0.268 \frac{m}{s}$ |
| Seo and Cheong (1998) | 35 measurements | 24 independent measurements | $\frac{D_L}{Hu_*}: 146 - 7{,}692$<br>$\frac{B}{H}: 13.82 - 100$<br>$\frac{U}{u_*}: 2.41 - 20.8$ |
| Kashefipour and Falconer (2002) | Database of 81 observations | Same database; additional estuary application | $B: 11.9 - 711.2\ m$<br>$H: 0.22 - 19.94\ m$<br>$U: 0.13 - 1.74 \frac{m}{s}$<br>$u_*: 0.020 - 0.553 \frac{m}{s}$ |
| Sahay (2013) | 45 measurements | 16 independent measurements | $B: 11.9 - 253.6\ m$<br>$H: 0.22 - 3.96\ m$<br>$U: 0.13 - 1.74 \frac{m}{s}$<br>$u_*: 0.020 - 0.553 \frac{m}{s}$<br>$S_i: 1.08 - 2.54$ |

Note: the reported ranges refer to the observations considered in the original studies. For Seo and Cheong (1998), the ranges correspond to the verification dataset only.

## CONCLUSIONS

This study compared four formulations for possible estimation of the longitudinal dispersion coefficient in natural streams and rivers: Fischer (1975), Seo and Cheong (1998), Kashefipour and Falconer (2002), and Sahay (2013). All four formulations use the same basic hydraulic and geometric parameters, but they differ in their mathematical structure, development approach, and representation of channel geometry. Fischer's formulation is based on a simplified theoretical approach, Seo and Cheong developed an empirical power-law equation,

Kashefipour and Falconer combined two existing expressions and Sahay additionally incorporated channel sinuosity.
The comparison highlights the limitations of representing complex river geometry using only channel width and mean flow depth. Even when sinuosity is included, detailed cross-sectional shape and local bed variations are not explicitly represented. Furthermore, the formulations were developed and evaluated using different range of values. Therefore, their reported performance cannot be directly compared to determine which formulation is generally more accurate. The selection of a suitable formulation for 1D pollutant-transport modelling should consider the hydraulic and geometric conditions of the river, the available field data, and the assumptions behind each equation.
More recent studies have considered additional geometric characteristics in estimating longitudinal dispersion. Fuentes-Aguilera et al. (2020) investigated the influence of pool-riffle morphological features on river mixing, while Silva et al. (2025) considered a specific parameter for each site describing the channel cross-sectional shape. These studies suggest that a more detailed representation of channel geometry may improve the estimation of longitudinal dispersion.
The present theoretical comparison provides a basis for further sensitivity analysis to investigate how variations in hydraulic and geometric parameters affect the D_L estimates obtained from the selected formulations. Evaluating these formulations using a common field dataset would also allow their predictive accuracy to be compared under consistent conditions.

## Acknowledgement

This study was supported by the scientific agency VEGA under the project VEGA No. 2/0140/24 and by the Slovak Research and Development Agency under the contract No. APVV-22-0610.

## REFERENCES

Baek, K.O., Seo, I.W. (2016): On the methods for determining the transverse dispersion coefficient in river mixing. Advances in Water Resources, vol. 90, 1–9.

Bahadur, R., Monteith, M.C., Samuels, W.B. (2021): Comparative Review of Longitudinal Dispersion Coefficient Equations in Rivers. Journal of Environmental Engineering, vol. 147, no. 9, 04021030.

Camacho Suarez, V.V., Schellart, A.N.A., Brevis, W., Shucksmith, J.D. (2019): Quantifying the Impact of Uncertainty within the Longitudinal Dispersion Coefficient on Concentration Dynamics and Regulatory Compliance in Rivers. Water Resources Research, vol. 55, no. 5, 4393–4409.

Fischer, H.B. (1967): The Mechanics of Dispersion in Natural Streams. Journal of the Hydraulics Division, vol. 93, no. 6, 187–216.

Fischer, H.B. (1975): Discussion of "Simple Method for Predicting Dispersion in Streams." Journal of the Environmental Engineering Division, vol. 101, no. 3, 453–455.

Fischer, H.B., List, E.J., Koh, R.C.Y., Imberger, J., Brooks, N.H. (1979): Mixing in Inland and Coastal Waters. Academic Press, New York.

Fuentes-Aguilera, P., Caamaño, D., Alcayaga, H., Tranmer, A. (2020): The Influence of Pool-Riffle Morphological Features on River Mixing. Water, vol. 12, no. 4, 1145.

Halaj, P., Velísková, Y., Sokáč, M., Bárek, V., Fuska, J. (2014): Modeling of Contaminant Dispersion in Streams – 1D Versus 2D Model Use Comparison: Case Study on the Ondava River. Journal of International Scientific Publications: Ecology & Safety, vol. 8, 393–399.

Jobson, H.E. (1997): Predicting Travel Time and Dispersion in Rivers and Streams. Journal of Hydraulic Engineering, vol. 123, no. 11, 971–978.

Kashefipour, S.M., Falconer, R.A. (2002): Longitudinal dispersion coefficients in natural channels. Water Research, vol. 36, no. 6, 1596–1608.

Sahay, R.R. (2013): Predicting Longitudinal Dispersion Coefficients in Sinuous Rivers by Genetic Algorithm. Journal of Hydrology and Hydromechanics, vol. 61, no. 3, 214–221.

Seo, I.W., Cheong, T.S. (1998): Predicting Longitudinal Dispersion Coefficient in Natural Streams. Journal of Hydraulic Engineering, vol. 124, no. 1, 25–32.

Silva, G.I.M.D., Mannich, M., Perez, A.B.A., Chaffe, P.L.B. (2025): Longitudinal dispersion coefficient based on hydraulic geometry of streams and rivers. Advances in Water Resources, vol. 205, 105065.

# DYNAMIKA VLHKOSTI PÔDY V DÔSLEDKU APLIKÁCIE BIOUHLIA NA POĽNOHOSPODÁRSKY VYUŽÍVANEJ PÔDE

**Peter Rončák, Justína Vitková**
Ústav hydrológie Slovenskej akadémie vied, v. v. i.

*Korešpondenčný autor: Peter Rončák, Ústav hydrológie SAV, v. v. i., Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava, Slovensko, email: roncak@uh.savba.sk*

## ABSTRAKT

Degradácia pôdy a zvýšená frekvencia suchých období spôsobená zmenou klímy predstavujú vážne riziká pre udržateľnú produkciu plodín a manažment vodných zdrojov v poľnohospodárstve. Biouhlie sa ukázalo ako sľubné pôdne aditívum, ktoré dokáže zlepšiť fyzikálnu štruktúru pôdy a retenciu vody; jeho účinnosť v poľných podmienkach si však vyžaduje empirické overenie. Táto štúdia hodnotí vplyv aplikácie biouhlia na dynamiku pôdnej vlhkosti na poľnohospodárskej pôde. Porovnávací poľný experiment sa uskutočnil na dvoch susediacich, homogénnych experimentálnych plochách s prachovito hlinitou pôdou. Experiment porovnával kontrolnú plochu (štandardný poľnohospodársky manažment bez biouhlia) a plochu s aplikovaným biouhlím. Pôdna vlhkosť sa sledovala počas celého vegetačného obdobia s cieľom zachytiť časové fluktuácie a rýchlosť vysychania počas období bez zrážok. Výsledky porovnania kontrolnej plochy a plochy s aplikovaným biouhlím preukázali, že aplikácia biouhlia významne stabilizovala úroveň vlhkosti. Konkrétne, plocha s aplikovaným biouhlím vykazovala v porovnaní s kontrolou nižšiu mieru ubúdania pôdnej vody. Tieto zistenia potvrdzujú potenciál biouhlia ako efektívnej, udržateľnej stratégie na zmiernenie vodného stresu v orných pôdach a na zvýšenie odolnosti poľnohospodárstva voči suchu.

**Kľúčové slová:** aplikácia biouhlia, poľnohospodárska pôda, dynamika pôdnej vlhkosti

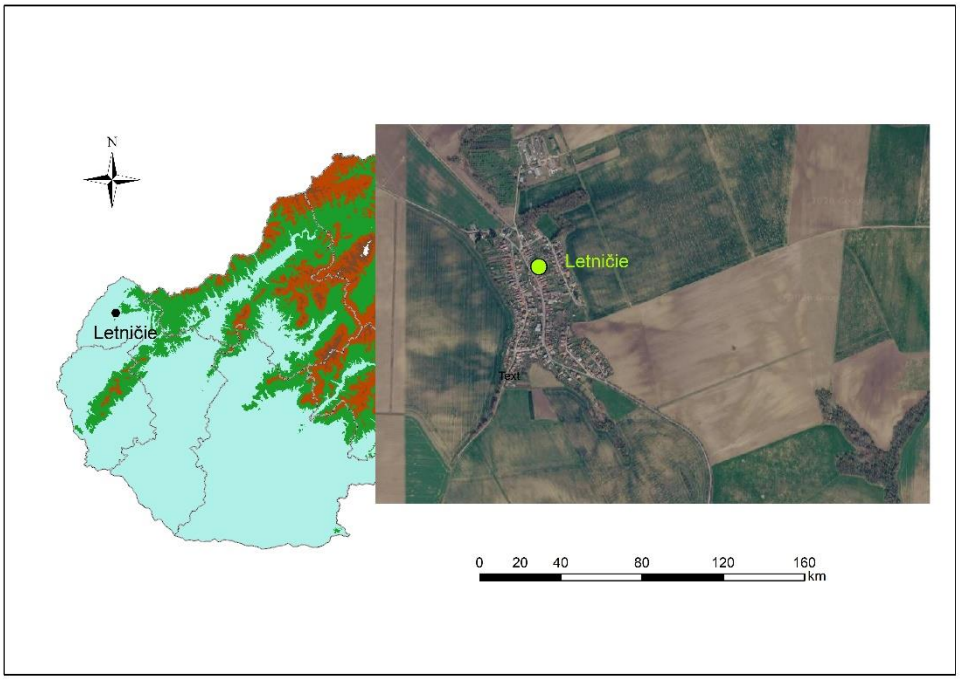
## ÚVOD

Súčasné poľnohospodárstvo čelí kritickým výzvam spojeným s globálnou zmenou klímy, pričom medzi najzávažnejšie faktory patrí rastúca frekvencia a intenzita období sucha, nepravidelné zrážkové pomery a celková degradácia pôdneho fondu. Znižovanie prirodzenej úrodnosti poľnohospodárskych pôd, úbytok pôdnej organickej hmoty a zhoršujúca sa vodná retencia predstavujú priamu hrozbu pre potravinovú bezpečnosť a udržateľnosť rastlinnej výroby. V tomto kontexte sa pozornosť odbornej a vedeckej komunity čoraz intenzívnejšie zameriava na udržateľný manažment pôdy a inovatívne pôdne aditíva. Jedným z najperspektívnejších prístupov je aplikácia biouhlia na poľnohospodársky využívanej pôde, ktorá predstavuje ekologicky aj ekonomicky udržateľnú stratégiu pre zlepšenie fyzikálno-chemických a hydrofyzikálnych vlastností pôdy. Biouhlie je porézny materiál bohatý na uhlík, získaný termickou depolymerizáciou a pyrolýzou organickej biomasy za obmedzeného prístupu kyslíka (Zamanian et al., 2021). Zatiaľ čo primárne výskumy biouhlia boli často zamerané na jeho potenciál sekvestrovať atmosférický uhlík a znižovať emisie skleníkových plynov (Hutley et al., 2022), nedávny výskum zdôrazňuje najmä jeho hydrofyzikálnu funkciu. Biouhlie disponuje mimoriadne vysokým špecifickým povrchom, stabilnou aromatickou štruktúrou a rozsiahlym mikroporéznym systémom. Tie po zapracovaní do pôdy zásadne menia jej objemovú hmotnosť, celkovú pórovitosť a distribúciu veľkosti pórov (Lasala et al., 2021). Osobitne významným aspektom je schopnosť biouhlia ovplyvňovať vodný režim a reológiu pôdy. Vodný stres pôsobí na poľnohospodárske plodiny ako limitujúci faktor nielen počas obdobia zakladania úrody, ale počas celého vegetačného obdobia (Ruiz-Villanueva et al., 2023). Aplikácia biouhlia na poľnohospodársky využívanej pôde zvyšuje poľnú vodnú kapacitu a rozsah vody prístupnej pre rastliny. Štúdie ukazujú, že reakcia pôdneho prostredia na biouhlie

závisí od textúry pôdy, najvýraznejší nárast retencie vody sa pozoruje pri piesočnatých a ľahkých pôdach s prirodzene vysokou drenážou, avšak merateľné zlepšenia štruktúry a stálosti vlhkosti sa potvrdzujú aj pri hlinitých a ílovitých poľnohospodárskych pôdach (Nattrass et al., 2022; Wang et al., 2024; Botková et al., 2023). Dynamika vlhkosti pôdy na poľnohospodársky využívanej pôde podlieha dynamickým sezónnym fluktáciám, zrážkovým úhrnom, teplote prostredia, ako aj špecifickému manažmentu obrábania (Maxwell et al., 2023). Z tohto dôvodu je nevyhnutné realizovať exaktné porovnávacie terénne štúdie priamo v agroklimatických podmienkach konkrétnych regiónov. Predložený výskum reaguje na potrebu verifikácie teoretických poznatkov v reálnych podmienkach poľnohospodárskej praxe. Hlavným cieľom tejto práce je kvantifikovať a porovnať dynamiku pôdnej vlhkosti medzi dvoma homogénnymi výskumnými políčkami na poľnohospodársky využívanej pôde. Sledovaním časových radov vlhkosti pôdy v rovnakej hĺbke pôdneho profilu overujeme hypotézu, že aplikácia biouhlia na poľnohospodársky využívanej pôde vedie k štatisticky významnému zvýšeniu prirodzenej zadržiavacej kapacity pôdy a k spomaleniu jej vysychania počas bezzrážkových období. Získané dáta poskytnú dôležitý základ pre optimalizáciu vodného manažmentu a udržateľné využívanie pôdnych zdrojov v meniacich sa klimatických podmienkach.

## MATERIÁL A METÓDY

Terénny experiment bol realizovaný v katastri obce Letničie (48° 42′ 39″ N; 17° 10′ 53″ E). Z hľadiska fyzicko-geografických pomerov sa skúmané územie nachádza v severnej časti Záhoria, v prechodnej oblasti medzi Chvojnickou pahorkatinou a Borskou nížinou (Záhorská nížina) (Obr. 1). Územie je charakteristické nížinným reliéfom a klimaticky patrí do teplej a mierne suchej oblasti.




**Obr. 1.** Lokalizácie výskumného územia v katastri obce Letničie.

Na výskumnej, poľnohospodársky využívanej ploche boli odobraté porušené vzorky pôdy na zistenie jej zrnitostného zloženia (Tab. 1). Na experimentálnej lokalite boli vytýčené pokusné políčka s rozmermi 2 × 1 m. Na jedno políčko bolo v novembri 2024 aplikované biouhlie do hĺbky 0-15 cm v aplikačnej dávke 20 t. $ha^{-1}$. Použité biouhlie bolo zakúpené z Českej republiky

a je komerčne dostupné. Bolo vyrobené z drevného odpadu a jeho základné chemické parametre sú uvedené v Tab. 2. V prvom roku po aplikácii biouhlia neboli na experimentálnej ploche pestované žiadne plodiny z dôvodu zapracovania biouhlia do pôdnej matrice. Pre účely porovnania vplyvu biouhlia na pôdnu vlhkosť boli sledované dva varianty: kontrolný variant (pôda bez aplikácie biouhlia) a experimentálny variant (pôda s aplikáciou biouhlia). Vlhkosť pôdy bola zisťovaná gravimetrickou metódou, pričom počas každého terénneho merania bolo odobratých 5 vzoriek z kontrolného variantu a 5 vzoriek z experimentálneho variantu. V rámci terénneho monitorovania sa uskutočnilo celkovo 13 terénnych meraní zameraných na zistenie dynamiky pôdnej vlhkosti.

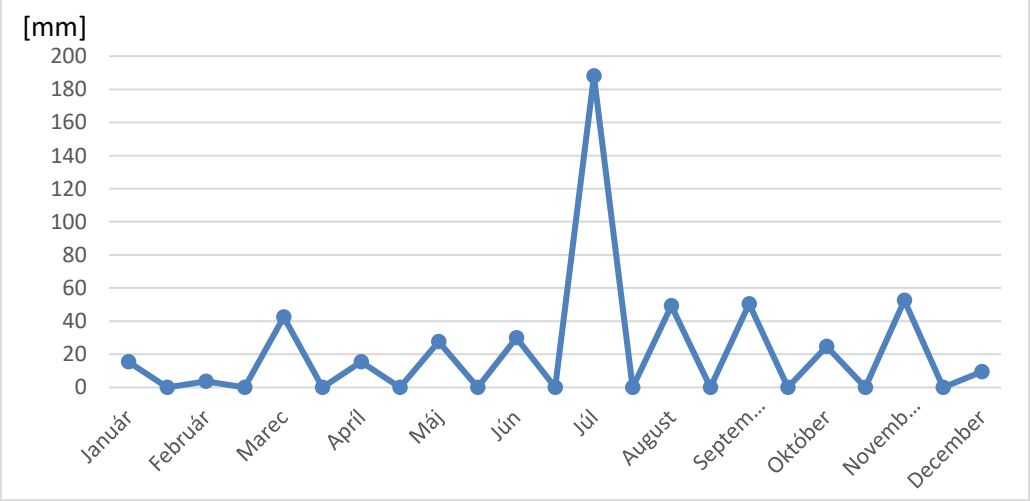
**Tabuľka 1.** Zrnitostné zloženie pôdy na základe USDA klasifikácie na výskumnej lokalite Letničie

| íl | prach | piesok | klasifikácia |
|---|---|---|---|
| % | % | % | |
| **8,5** | 52,1 | 39,4 | prachovito hlinitá |

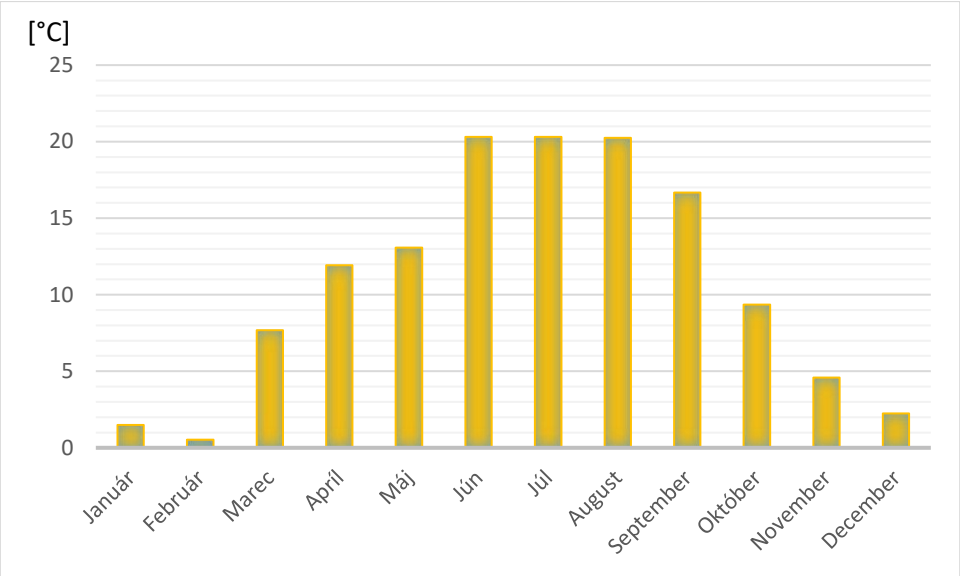
**Tabuľka 2.** Chemické zloženie aplikovaného biouhlia na výskumnej lokalite Letničie

| C | H | N | pH($H_2O$) |
|---|---|---|---|
| % | % | % | - |
| **91,6** | 0,71 | 1,07 | 10,31 |

Meteorologické údaje vrátane zrážok a teplôt vzduchu boli zaznamenávané priamo v lokalite výskumu. Zrážkové pomery boli merané zrážkomerom Pronamic Pro s dataloggerom, ktorý bol umiestnený na 1,2 m vysokom stožiari, kotvenom v pôdnom profile zemnou skrutkou. Teplota a relatívna vlhkosť vzduchu boli snímané smart senzorom TH2 s integrovaným dataloggerom, ktorý bol uložený v radiačnom kryte a uspôsobený na uchytenie k vyššie uvedenému stožiaru. V sledovanom roku 2025 dosiahol celkový ročný úhrn zrážok hodnotu 508,80 mm (s najvyšším úhrnom v júli 188,00 mm) (Obr. 2) a priemerná ročná teplota vzduchu bola 10,71 °C (s najteplejšími mesiacmi júnom, júlom a augustom, kedy priemerné mesačné teploty presiahli 20 °C) (Obr. 3).



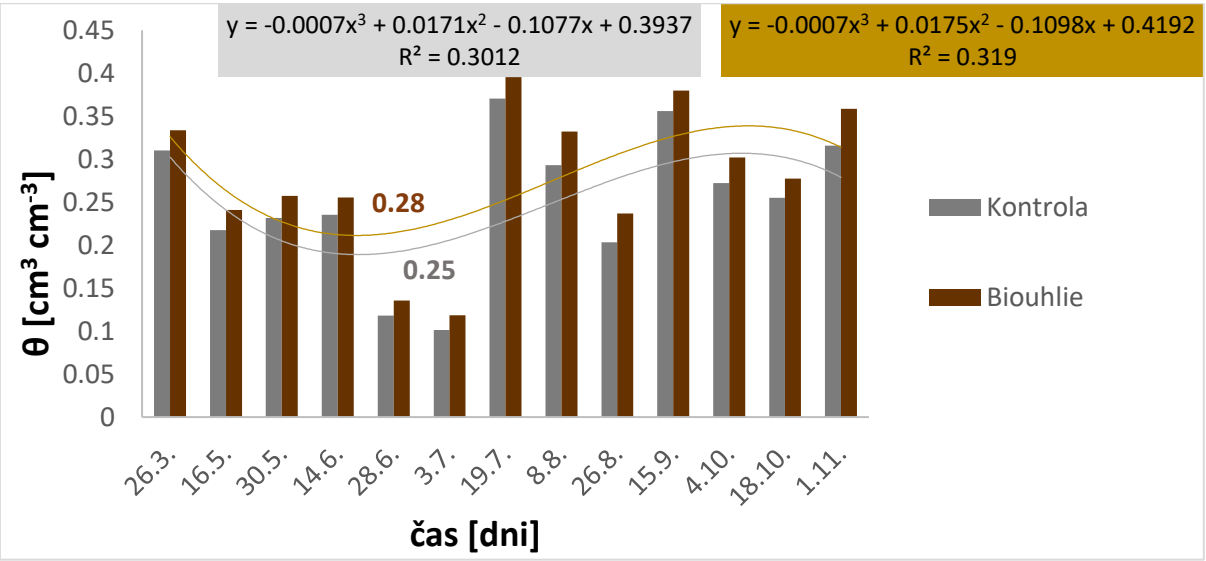

**Obr. 2.** Mesačné úhrny zrážok za rok 2025 na výskumnej lokalite Letničie.




**Obr. 3.** Priemerné mesačné teploty vzduchu za rok 2025 na výskumnej lokalite Letničie.

## VÝSLEDKY A DISKUSIA

V rámci poľného experimentu na výskumnej lokalite Letničie bolo počas monitorovaného obdobia roka 2025 uskutočnených celkovo 13 terénnych odberov a meraní pôdnej vlhkosti (od 26. marca do 1. novembra 2025). Namerané hodnoty objemovej vlhkosti pôdy ($cm^3.cm^{-3}$) pre kontrolný variant (bez biouhlia) a experimentálny variant (s aplikáciou biouhlia v dávke 20 $t.ha^{-1}$) sú graficky znázornené na Obr. 4.




**Obr. 4.** Namerané vlhkosti pôdy počas monitorovaného obdobia roku 2025 na výskumnej Letničie. (Kontrola – kontrolná plocha bez biouhlia; Biouhlie – plocha s aplikovaným biouhlím).

Z nameraných dát jednoznačne vyplýva, že aplikácia biouhlia mala pozitívny vplyv na objemovú vlhkosť pôdy počas všetkých 13 meracích termínov. Priemerná sezónna vlhkosť pôdy na kontrolnej ploche dosiahla 0,2523 $cm^3.cm^{-3}$ (25,23 obj. %), zatiaľ čo na ploche s biouhlím dosiahla 0,2787 $cm^3.cm^{-3}$ (27,87 obj. %). Aplikácia biouhlia tak spôsobila celkový priemerný nárast objemovej vlhkosti pôdy o 0,0265 $cm^3.cm^{-3}$ (+2,65 obj. %), čo v relatívnom vyjadrení predstavuje zvýšenie o 10,50 %.

Dynamika pôdnej vlhkosti úzko korelovala s časovým rozložením zrážkových úhrnov a teplôt vzduchu v roku 2025. Na začiatku jarného obdobia a pri nástupe vegetácie (26. 03. 2025) bola pôda dostatočne nasýtená zrážkami, čo sa prejavilo vysokou vlhkosťou 0,3102 $cm^3.cm^{-3}$ na kontrolnej ploche a 0,3336 $cm^3.cm^{-3}$ na ploche s biouhlím. So zvyšujúcou sa teplotou vzduchu v máji a júni a zároveň v dôsledku nižších zrážkových úhrnov (február 3,6 mm, apríl 15,4 mm, máj 27,6 mm) vlhkosť pôdy na oboch variantoch postupne klesala. Najnižšie hodnoty pôdnej vlhkosti boli zaznamenané počas letného obdobia sucha dňa 3. júla 2025, kedy vlhkosť kontrolnej plochy klesla na celosezónne minimum 0,1011 $cm^3.cm^{-3}$ (10,11 obj. %), zatiaľ čo na ploche s biouhlím bola v rovnakom čase nameraná hodnota 0,1185 $cm^3.cm^{-3}$ (11,85 obj. %). Práve v tomto kritickom suchom období bol relatívny prínos biouhlia najvýraznejší, nakoľko dokázalo udržať v pôde o 17,16 % vyšší obsah vody v porovnaní s kontrolným variantom. V druhej polovici júla priniesli intenzívne zrážky (celkový mesačný úhrn za júl dosiahol až 188,00 mm) výrazné opätovné nasýtenie pôdneho profilu, pričom 19. júla boli zaznamenané sezónne maxima vlhkosti, a to 0,3706 $cm^3.cm^{-3}$ na kontrole a 0,3954 $cm^3.cm^{-3}$ na ploche s biouhlím. V nasledujúcom jesennom období (september až november) sa pozitívny efekt biouhlia opäť výrazne prejavil, pričom najvyšší absolútny rozdiel vlhkosti bol zaznamenaný pri záverečnom meraní 1. novembra 2025, kedy rozdiel dosiahol +0,0426 $cm^3.cm^{-3}$, čo predstavovalo nárast o 13,49 %.
Získané výsledky z terénnych meraní potvrdzujú teoretické predpoklady a zistenia viacerých zahraničných i domácich autorov o hydrofyzikálnom prínose biouhlia v poľnohospodársky využívaných pôdach. Z hľadiska praktického poľnohospodárskeho významu je obzvlášť dôležité zistenie, že biouhlie vykazuje najvyšší relatívny stabilizačný účinok v obdobiach s nízkym obsahom pôdnej vody (jún – júl). Tým sa potvrdzuje, že biouhlie dokáže efektívne spomaľovať proces desikácie (vysychania) pôdy a predlžovať časové okno, počas ktorého je v pôde prítomná voda prístupná pre rastliny.

## ZÁVER

Predložená štúdia hodnotila vplyv aplikácie biouhlia (dávka 20 $t.ha^{-1}$) na dynamiku pôdnej vlhkosti na poľnohospodársky využívanej prachovito hlinitej pôde v katastri obce Letničie počas roku 2025. Na základe 13 terénnych meraní realizovaných v priebehu celého monitorovacieho obdobia možno formulovať nasledujúce závery. Aplikácia biouhlia štatisticky aj prakticky významne zvýšila priemernú vlhkosť pôdy z 0,2523 $cm^3.cm^{-3}$ na kontrolnej ploche na 0,2787 $cm^3.cm^{-3}$ na ploche s biouhlím, čo predstavuje priemerný celosezónny nárast o 10,50 % (+2,65 obj. %). Pozitívny efekt biouhlia sa prejavil počas všetkých meracích termínov, pričom najvyšší relatívny nárast vlhkosti (16,46 % až 17,16 %) bol zaznamenaný v suchších obdobiach s nízkymi zrážkovými úhrnmi (júl a august). Biouhlie preukázalo vysokú schopnosť stabilizovať vodný režim pôdy, spomaľovať jej vysychanie pri bezzrážkových periódach a lepšie akumulovať vodu z intenzívnych zrážkových udalostí. Dosiahnuté výsledky jednoznačne potvrdzujú stanovenú hypotézu a preukazujú, že aplikácia biouhlia predstavuje účinné a udržateľné agrotechnické opatrenie na zlepšenie vodného režimu poľnohospodárskych pôd a zmierňovanie dopadov pôdneho sucha v podmienkach Záhorskej nížiny.

**Poďakovanie**

Tento príspevok bol vytvorený s finančnou podporou projektov VEGA 2/0065/24 a APVV-25-0393.

## LITERATÚRA

Botková, N., Vitková, J., Šurda, P., Massas, I., Zafeiriou, I., Gaduš, J., Rodrigues, F.C., Borges, P.F.S. (2023): Impact of biochar particle size and feedstock type on hydro-physical properties of sandy soil. Journal of Hydrology and Hydromechanics, vol. 7, 345–355.

Hutley, L.B., Beringer, J., Fatichi, S., Schymanski, S.J., Northwood, M. (2022): Gross primary productivity and water use efficiency are increasing in a high rainfall tropical savanna. Global Change Biology, vol. 28, no. 7, 2360–2380.

Lasala, F. et al. (2021): Identification of potential inhibitors of protein-protein interaction useful to fight against Ebola and other highly pathogenic viruses. Antiviral Research, vol. 186, 105011.

Maxwell, T.L., Augusto, L., Tian, Y., Wanek, W., Fanin, N. (2023): Water availability is a stronger driver of soil microbial processing of organic nitrogen than tree species composition. European Journal of Soil Science, vol. 74, no. 1, e13350.

Nattrass, M.P., Morrison, J.I., Baldwin, B.S. (2022): Aqueous selenium removal and distribution in cattail and duckweed in constructed wetland microcosms. Agrosystems, Geosciences & Environment, vol. 5, no. 1, e20241.

Ruiz-Villanueva, V. et al. (2023): River widening in mountain and foothill areas during floods: Insights from a meta-analysis of 51 European Rivers. Science of the Total Environment, vol. 903, 166103.

Wang, X. (2024): Appropriate livestock grazing alleviates the loss of plant diversity and maintains community resistance in alpine meadows. Journal of Environmental Management, vol. 351, 119850.

Zamanian, K., Zhou, J., Kuzyakov, Y. (2021): Soil carbonates: The unaccounted, irrecoverable carbon source. Geoderma, vol. 384, 114817.

# PŮDNÍ SUCHO 2026 V ČESKÉ REPUBLICE V KONTEXTU HISTORICKÉHO A BUDOUCÍHO VÝVOJE

**Zdeněk Žalud[1,2], Lenka Hájková[1,3], Martin Možný,[1,3] Jakub Bohuslav[1,2], Pavel Zahradníček[1,3], Miroslav Trnka[1,2]**

[1] Ústav výzkumu globální změny AV ČR
[2] Ústav agrosystémů a bioklimatologie, Mendelova univerzita v Brně
[3] Český hydrometeorologický ústav

*Korešpondenční autor: Zdeněk Žalud, Ústav výzkumu globální změny AV ČR, Bělidla 986/4a, 603 00 Brno, Česká republika, email: zalud.z@czechglobe.cz*

## ABSTRACT

In 2026, the territory of the Czech Republic was affected by an extreme soil (agricultural) drought, which peaked in mid-August. During this period, very low soil moisture (up to 10% relative soil water saturation) was recorded in the 0–100 cm profile on 77 % of the republic area. This can be attributed to several contributing factors. Very warm winter of 2025/2026 with the lack of snow cover and spring/summer precipitation, early onset of spring and rapid water withdrawal by vegetation, significantly higher spring and summer temperatures resulting in higher real evapotranspiration. All these factors were analyzed in the context of long-term development, indicating that the 2026 drought was not merely a random fluctuation but part of a broader pattern of warming and accelerated soil drying. The analyses also include a data outline of climate development and soil drought till 2090 using an average climate change scenario.

**Keywords:** climate change, snow, precipitation distribution, evapotranspiration, water balance

## ÚVOD

Scénáře změny klimatu indikují častější, delší a intenzivnější suché epizody. Ty se stávají klíčovým extrémem počasí a mění charakter krajiny, povahu zemědělství, přístupy k lesnictví a především kvalitu a kvantitu dostupné vody. Sucho se stále častěji stává klíčovým rizikem pro ekonomiku, a tedy i politickým námětem. I když se jedná o globální problém a nárůst sucha je pozorován na cca 30 % světových pevnin (Řehoř et al., 2024) tak příspěvek hodnotí suchou epizodu roku 2026 v České republice pomocí metod portálu intersucho.cz (Trnka et al., 2020) a zasazuje ji do historického kontextu a očekávaného klimatického vývoje. Současně se věnuje konkrétním příčinám tohoto suchého roku, neboť takto významná epizoda nebyla jen záležitostí variability srážek. Od roku 1961 je rozebrán vývoj výšky sněhové pokrývky, která akumuluje nezbytnou vodu pro nasycení půdního profilu jako základnu pro intenzivní růst a vývoj jarní vegetace. Analyzován je od roku 1800 nárůst průměrné roční teploty a od 1961 i teplot měsíčních, které mají přímou vazbu na zásadní složku vodní bilance = na výpar. Změna klimatu v ČR nemá statistiky významný dopad na množství srážek (velmi mírně se zvyšují), ale je zde pozorován dopad měnících se podmínek na rozložení srážek. Dalším faktorem ovlivňujícími výskyt sucha je časný nástup jara, kdy předčasně vegetující rostliny odebírají více vody, která může chybět v půdě v pozdnějším období. V neposlední řadě přispívají suchu i vlny veder, kdy rostliny, při vyšších po sobě jdoucích několikadenních sériích, čerpají vodu na své ochlazení, a intenzivnější transpirace nejen odebírá zbytky vody, ale dokonce se částečně z pohledu tvorby biomasy stává neproduktivním výparem.

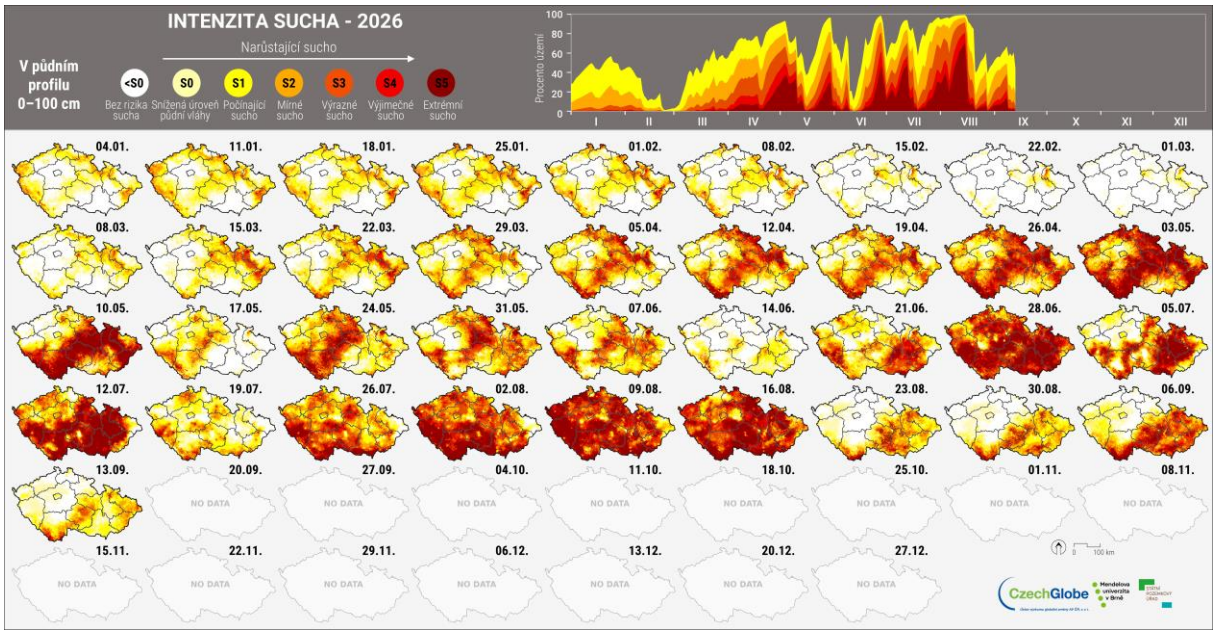
## METODIKA

Výsledky zaměřené na výšku sněhové pokrývky, teploty vzduchu jsou zpracovány na základě open databáze Českého hydrometeorologického ústavu, obdobně jako historická analýza úhrnů

srážek pro použitá normálová období a rok 2026. Vodní bilance (srážky – potenciální evapotranspirace) vychází z výpočtu modulů modelu SoilClim (Hlavinka et al., 2011). Tento model byl využit i pro vymezení intenzity sucha, kdy je znázorněna odchylka množství vody v půdě (ve vrstvě 0–100 cm) daný den a na daném místě od průměru 1961–2015.Vývoj jarní vegetace je založen na pozorování s využitím dat portálu fenofaze.cz. Pozornost si zaslouží objasnění použitých normálů. V případě využití teplotního nebo srážkového normálu bylo zvoleno období 1961–1990, neboť další normálové období 1991–2020 je již ovlivněno změnou klimatu. Výjimkou je mapa nového sněhu, kde je z důvodu kontinuity k předchozím analýzám použit dlouhodobý průměr 1961–2000. Potvrzením tohoto přístupu jsou obrázky porovnání teploty a vodní bilance, kde se mezi sebou srovnávají právě obě normálová období. Pro popis očekávaného vývoje klimatu ČR jsou použity nejnovější výstupy globálních klimatických modelů CMIP6 (z anglického Coupled Model Intercomparison Project). Nejpravděpodobnější scénář reprezentuje největší shodu na očekávané změně ze všech použitých klimatických modelů. Podrobnější metodika je v práci Žalud et al. (2025).

## VÝSLEDKY A DISKUSE

Extrémní půdní sucho v roce 2026, které kulminovalo v polovině srpna (obr. 1.), vzniklo souhrou několika příčin.




**Obr. 1. Intenzita sucha (odchylka půdní vláhy od období 1961–2015) v týdenním intervalu v roce 2026 (do 13. 9.).**

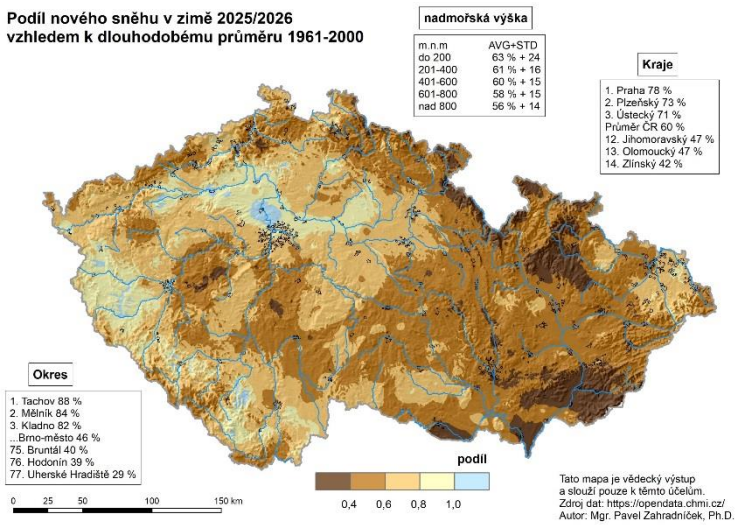
Teplá zima (tab. 1) byla příčinou velmi malé akumulaci vody ve sněhové pokrývce, která na velké části území nedosáhla ani 50 % dlouhodobého průměru 1961–2000 (obr. 2). I přesto, že únor byl na srážky velmi bohatý. Vysoké teploty však způsobily, že srážky byly kapalné a většinou odtekly, či se minoritně neproduktivně vypařily. Nedostatečné doplnění půdního profilu z absentujícího sněhu se projevilo již koncem března, kdy kvůli vyšším teplotám předčasně začala vegetační sezóna (obr. 3). Obecně tento fenomén v dlouhodobém trendu se stejným závěrem rozebírá pro ČR Potopová et al., (2016) případně pro Evropu Mtupili, et al. (2025). Rychlý nástup vegetace a její vysoká spotřeba vody podpořily v roce 2026 řadě regionů neobvyklý pokles půdní vlhkosti. Následovalo velmi teplé meteorologické jaro (březen-duben-květen), které způsobilo intenzivnější výpar, kdy denní úhrny potenciální evapotranspirace

překročily i 5 mm. Nejvýznamnějším podpůrným faktorem sucha 2026 byly však nedostatečné srážky a jejich rozdělení v jarním a letním období (tab. 1) příznivé nebylo ani jejich rozdělení, neboť řada srážkových případů měla již v jarním období přívalový charakter (např. 11. květen a 31. květen), značná část jich odtekla a půdní i hydrologické sucho ovlivnily jen na několik dní.

**Tabulka 1. Průměrná měsíční teplota (°C) a měsíční úhrny srážek (mm) v ČR: normál 1961–1990 vs. 2026**

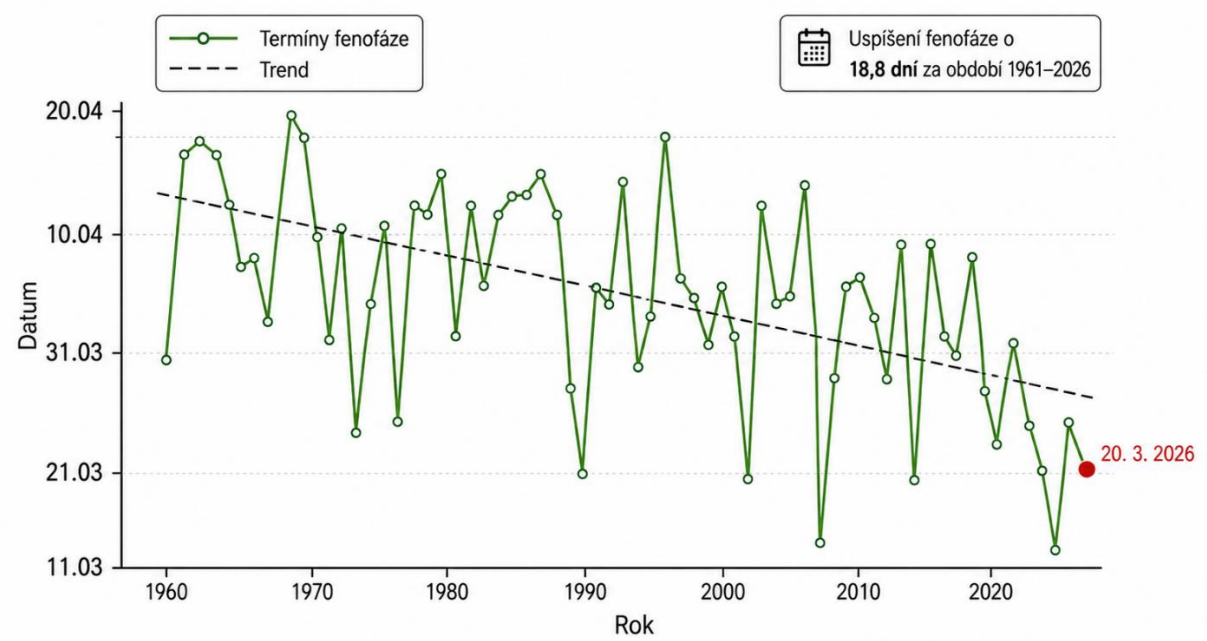
| Měsíc | Teplota normál 1961–90 °C | Teplota 2026 °C | Δ °C | Srážky normál 1961–90 mm | Srážky 2026 mm | % normálu |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Prosinec 2025 | −0,7 | 1,1 | **+1,8** | 31,4 | 17 | **54 %** |
| Leden | −2,7 | −2,9 | **−0,2** | 26,1 | 26 | **100 %** |
| Únor | −1,1 | 1,3 | **+2,4** | 27,2 | 43 | **158 %** |
| Březen | 2,4 | 5,2 | **+2,8** | 34,2 | 19 | **56 %** |
| Duben | 7,0 | 8,1 | **+1,1** | 42,7 | 13 | **30 %** |
| Květen | 11,9 | 14,2 | **+2,3** | 71,7 | 57 | **79 %** |
| Červen | 15,0 | 19,1 | **+4,1** | 87,8 | 71 | **81 %** |
| Červenec | 16,5 | 19,2 | **+2,7** | 81,8 | 51 | **62 %** |
| Srpen | 16,0 | — | — | 73,8 | — | — |
| Září | 12,6 | — | — | 46,1 | — | — |

Nedostatek sněhu se v zimě 2025/2026 pohyboval na krajské úrovni mezi 22–58 %, na okresní 12–71 %. Významně méně sněhu bylo na Moravě než v Čechách.



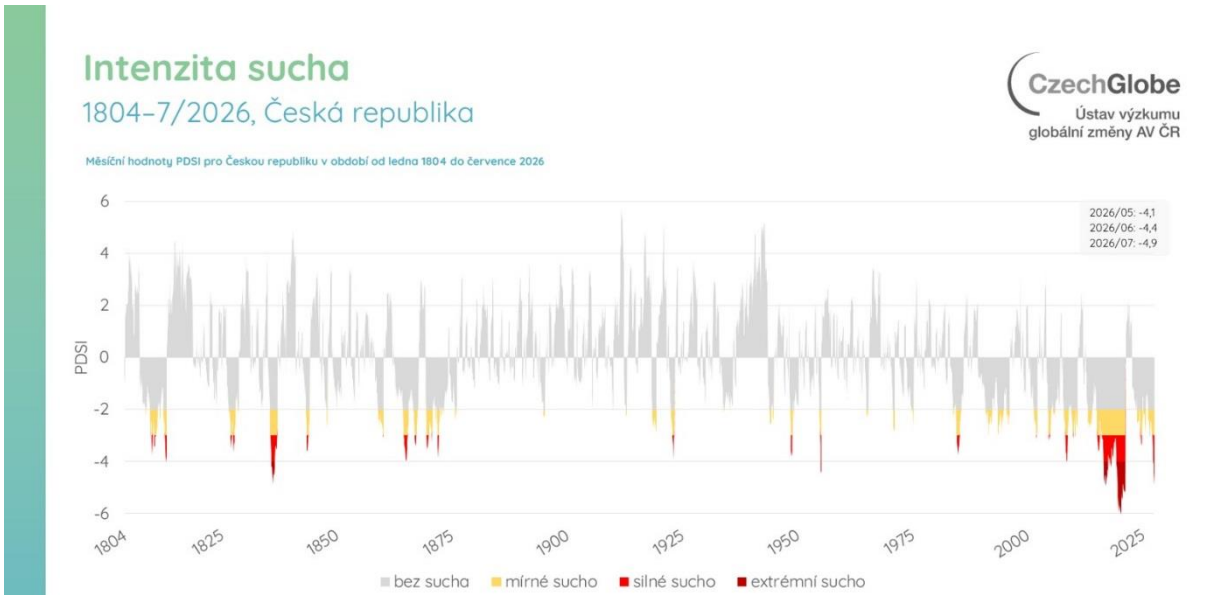

**Obr. 2. Podíl nového sněhu v zimě 2025/2026 vzhledem k dlouhodobému průměru 1961–2000.**

Vyšší jarní teploty roku 2026 se projevily předčasným startem vegetace. Např. v Lednici na Moravě se u meruňky v 66leté řadě výskytu fenologické fáze první květy objevily již 20.3. (obr. 3). Tento stav vedl v ČR k výrazným škodám jarními mrazy především na ovocných dřevinách (podle Ovocnářské unie ve výši 1,5 mld. Kč), ale také k velmi rychlému čerpání vody z půdy. Rozsáhlou studii o vlivu vegetace na odběr vody jako důvod snížení půdní vlhkosti publikoval Lian, X. et al. (2020). V kombinaci se suchou zimou a dalšími faktory se rychle snižovala zásoba vody v půdě.



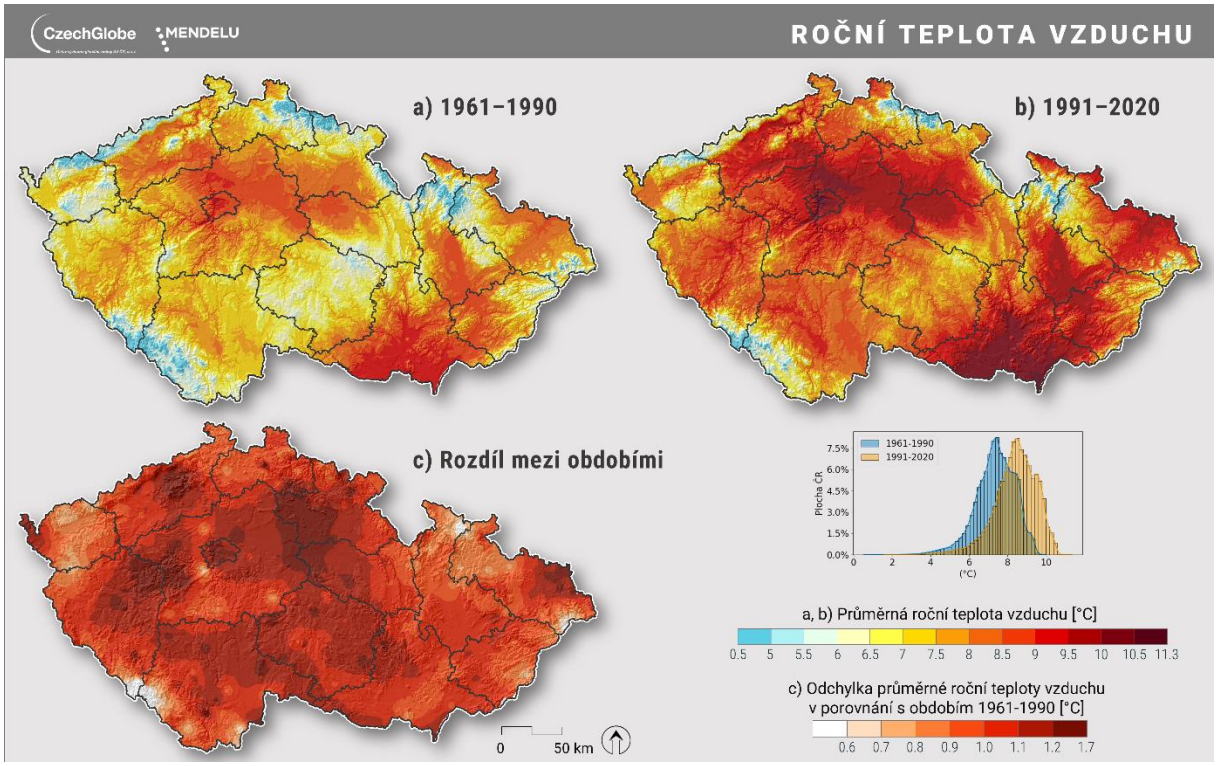

**Obr. 3. První květy meruňky (*Prunus armeniaca*, odrůda Velkopavlovická) obecné v letech 1961–2026 na lokalitě Lednice. Monitoring probíhá v ovocném sadu Ústavu ovocnictví Zahradnické fakulty Mendelovy univerzity v Brně**

Všech pět příčin (sníh, vysoké teploty, intenzivnější výpar, rychlý odběr vody vegetací a podnormální srážky) vyústilo v půdní sucho 2026, které je srovnatelné s extrémně suchými roky 2015 a 2018 (obr. 4). Palmerův index (Palmer drought severity index, Palmer, 1965) je schopen posoudit půdní sucho v měsíčním kroku a v červenci 2026 dosáhl hodnoty -4,7 což je srovnatelné s hodnotami roku 2015 a 2018. Na obr. 4 je vidět nárůst suchých epizod ve 21. století, které odpovídají vyšším teplotám (obr. 5) a změně vodní bilance (obr. 6). Tento závěr je ve shodě s prací Black et al. 2026, která uvádí, že právě Evropa patří mezi nejvýznamněji narůstající „hotspoty" zemědělského sucha. V rámci diskuze je nutné zmínit ještě jednu vyšší příčinu narůstajícího sucha, kterou analyzuje např. Dunkl et al. (2026), který kromě vyššího výparu, teploty apod. konstatuje na Evropou změnu cirkulačních poměrů ve prospěch tlakových výší, které vysvětlují výrazný nárůst (až 42 %) deficitu tlaku vodní páry a vyšší evaporační poptávku atmosféry. Vyšší počet tlakových výší však právě stimuluje v článku rozebírané přímé příčiny, které vedly k suchu 2026. Tento trend k vyšším počtům epizod sucha bude podle nejpravděpodobnějšího scénáře změny klimatu (tab. 2) pokračovat. Tato tabulka zjednodušeně ukazuje, že v průběhu tohoto století porostou teploty vzduchu, mírně se budou zvyšovat srážky, bude klesat vlhkost vzduchu, rychlost větru se měnit nebude a bude více slunečního svitu.

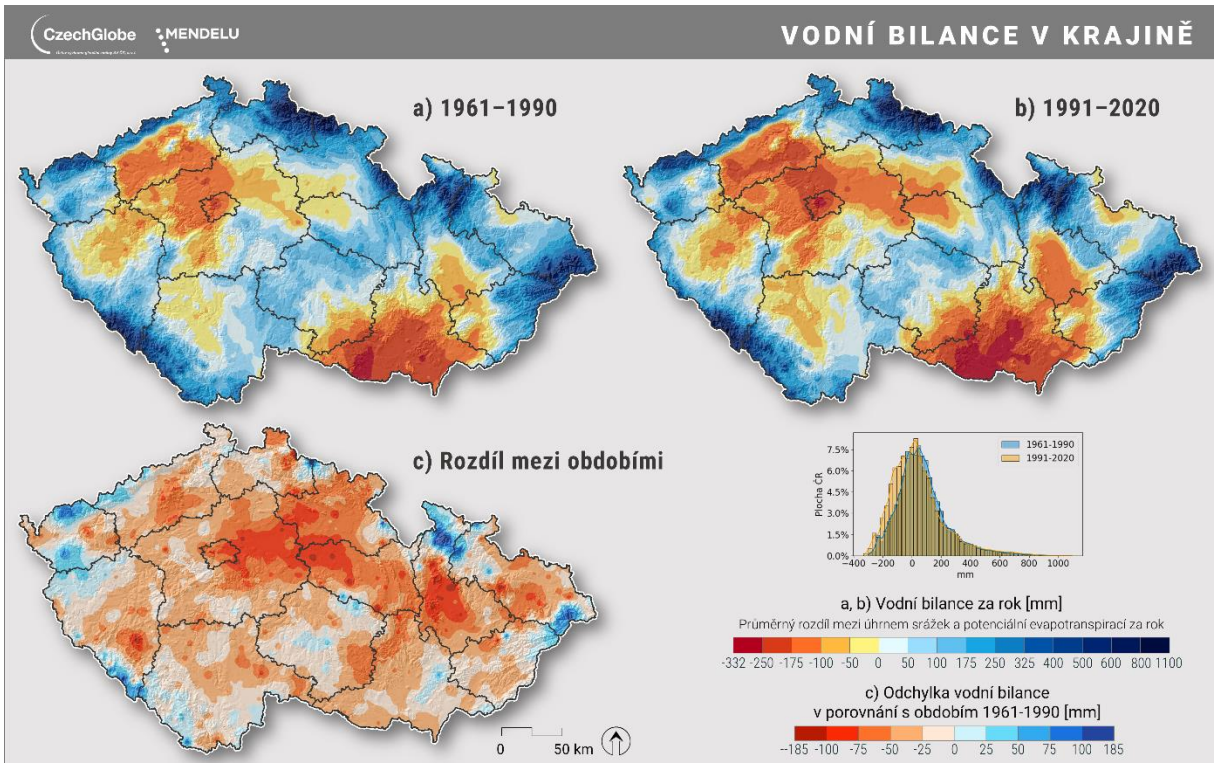



**Obr. 4. Průměrná hodnota Palmerova indexu sucha pro ČR jako vyjádření půdního sucha. Za extrémní sucho se považují hodnoty pod -4.**

Půdní sucho roku 2026 odpovídá historickým trendům, které nejlépe vystihují prostorové mapy změny tepoty (obr. 5) a vodní bilance (obr. 6), které iniciují změny v zemědělství i krajině ČR.




**Obr. 5. Prostorová změna průměrné roční teploty za normálová období 1961–1990 a 1991–2020 na území ČR.**




**Obr. 6. Prostorový rozdíl vodní bilance (srážky mínus potenciální evapotranspirace) za normálová období 1961–1990 a 1991–2020 na území ČR.**

**Tabulka 2. Hodnoty jednotlivých meteorologický prvků nepravděpodobnější varianty změny klimatu (roky reprezentují období +/- 15 let, např. 1995 vyjadřuje období 1981–2010)**

| | **1995** | **2005** | **2025** | **2035** | **2045** | **2055** | **2065** | **2075** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **T (°C)** | 8 | 8,5 | 9,2 | 9,6 | 10 | 10,5 | 10,9 | 11,1 |
| **TMA (°C)** | 12,7 | 13,3 | 14 | 14,4 | 15 | 15,4 | 15,7 | 16 |
| **TMI (°C)** | 3,6 | 4,1 | 4,8 | 5,1 | 5,6 | 6,1 | 6,4 | 6,7 |
| **SRA (mm)** | 664,8 | 661,2 | 665,8 | 681,7 | 688,6 | 684,7 | 680,8 | 687,2 |
| **RAD (MJ/m$^2$)** | 3727,7 | 3756,9 | 3908,5 | 3972,9 | 4030,7 | 4047,3 | 4099,2 | 4100,1 |
| **H (%)** | 78,3 | 77,5 | 76,9 | 76,9 | 76,6 | 76,1 | 75,5 | 76 |
| **F (m/s)** | 2.5 | 2,4 | 2,5 | 2,5 | 2,5 | 2,5 | 2,5 | 2,5 |
| **SSV (h)** | 1709,5 | 1728,3 | 1852,5 | 1899,3 | 1952,1 | 1962,5 | 2008,6 | 2001,7 |

**T** průměrná denní teplota vzduchu (°C), průměr za dané období
**TMA** maximální denní teplota vzduchu (°C), průměr za dané období
**TMI** minimální denní teplota vzduchu (°C), průměr za dané období
**SRA** srážkový úhrn (mm), suma srážek za dané období, průměr za dané období
**RAD** globální radiace (MJ/m$^2$), suma globální radiace, průměr za dané období
**H** průměrná denní relativní vlhkost vzduchu (%), průměr za dané období
**F** průměrná denní rychlost větru (m/s), průměr za dané období
**SSV** délka slunečního svitu (h) suma délky slunečního svitu, průměr za dané období

## ZÁVĚR

Epizoda sucha 2026 v ČR zapadá do klimatického vývoje od 60. let minulého století, kdy se začala zvyšovat teplota vzduchu. Spolu s ní ubývá množství i doba trvání sněhové pokrývky, zvyšuje se výpar, rozložení srážek se stává nerovnoměrnější a celkově ubývá vody v krajině (vodní bilance se stává zápornější). Současně se aktivuje významná zpětná vazba, při níž se v

důsledku omezení reálného výparu snižuje podíl dostupné energie využité na latentní teplo, zatímco roste podíl energie přeměněné na pocitové teplo, což vede k omezení klimatizačního efektu krajiny a dalšímu ohřívání povrchu. Následující klimatický vývoj podle scénářů změny klimatu tento trend nezvrátí a lze očekávat častější, intenzivnější a delší suché epizody.

## Poděkování

Výzkum byl podpořen programem Johannes Amos Comenius (P JAC), projekt č. CZ.02.01.01/00/22_008/0004605, Přírodní a antropogenní georizika.

## LITERATURA

Black, E., Wainwright, C.M., Allan, R.P., Vidale, P.L. (2026): Emerging hotspots of agricultural drought under climate change. Nature Geoscience, vol. 19, 303–310. https://doi.org/10.1038/s41561-025-01898-8

Dunkl, I., Bastos, A., Sippel, S. (2026): European summer drying largely driven by atmospheric circulation changes since the 1980s. Nature Geoscience, vol. 19, no. 8, 914–921. https://doi.org/10.1038/s41561-026-02050-w

Hlavinka, P., Trnka, M., Balek, J., Semerádová, D., Hayes, M., Svoboda, M., Eitzinger, J., Možný, M., Fischer, M., Hunt, E., Žalud, Z. (2011): Development and evaluation of the SoilClim model for water balance and soil climate estimates. Agricultural Water Management, vol. 98, no. 8, 1249–1261

Lian, X., Piao, S., Li, L. Z. X., Li, Y., Huntingford, C., Ciais, P., Cescatti, A., Janssens, I. A., Peñuelas, J., Buermann, W., Chen, A., Li, X., Myneni, R. B., Wang, X., Wang, Y., Yang, Y., Zeng, Z., Zhang, Y., McVicar, T. R. (2020): Summer soil drying exacerbated by earlier spring greening of northern vegetation. Science Advances, vol. 6, no. 1, eaax0255. https://doi.org/10.1126/sciadv.aax0255.

Mtupili, M., Wang, R., Li, L., Chen, H. (2025): Critical Role of Spring Snowmelt on Soil Moisture Retention during Meteorological Droughts in the Mid- and High Latitudes of Eurasia. Journal of Climate, vol. 38, no. 20, 5941–5953. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-24-0740.1

Palmer, W.C. (1965): Meteorological Drought. Research Paper No. 45. U.S. Department of Commerce, Weather Bureau, Washington, D.C., 58 pp.

Potopová, V., Boroneanţ, C., Možný, M., Soukup, J. (2016): Driving role of snow cover on soil moisture and drought development during the growing season in the Czech Republic. International Journal of Climatology, vol. 36, no. 11, 3741–3758. https://doi.org/10.1002/joc.4588.

Řehoř, J., Trnka, M., Brázdil, R., Fischer, M., Balek, J., van der Schrier, G., Feng, S. (2024): Global hotspots in soil moisture-based drought trends. Environmental Research Letters, vol. 19, no. 1, 1–10.DOI: 10.1088/1748-9326/ad0f01

Trnka, M., Hlavinka, P., Možný, M., Semerádová, D., Štěpánek, P., Balek, J., Bartošová, L., Zahradníček, P., Bláhová, M., Skalák, P., Farda, A., Hayes, M. J., Svoboda, M., Wagner, W., Eitzinger, J., Fischer, M., Žalud, Z. (2020): Czech Drought Monitor System for monitoring and forecasting agricultural drought and drought impacts. International Journal of Climatology, vol. 40, no. 14, 5941–5958. DOI: 10.1002/joc.6557.

Žalud, Z., Bartošová, L., Brzezina, J., Fischer, M., Klem, K., Laštůvka, Z., Smutný, V., Štěpánek, P., Trnka, M., Zahradníček, P. (2025): Podnebí, počasí a zemědělství (Climate, weather and agriculture), Praha: Agrární komora České republiky, 116 s. ISBN 978-80-88351-29-0.

# SEZÓNNA VARIABILITA A DLHODOBÉ TRENDY TEPLOTY VODY A ROZPUSTENÉHO KYSLÍKA VO VODÁRENSKEJ NÁDRŽI HRIŇOVÁ V ROKOCH 1999–2025

**Erik Harman[1,2,3], Yvetta Velísková[2]**
[1] Faculty of Horticulture and Landscape Engineering, Slovak University of Agriculture in Nitra
[2] Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences
[3] Slovak Water Management Enterprise, state enterprise, Hron River Basin Branch

*Corresponding author: Erik Harman, Slovak University of Agriculture in Nitra, Tulipánová 7, 949 76 Nitra, Slovakia, email: xharman@uniag.sk*

## ABSTRACT

Understanding long-term changes in thermal and oxygen conditions is important for the management of drinking-water reservoirs. This study evaluated seasonal variability and long-term trends in water temperature and dissolved oxygen in the Hriňová Reservoir (Slovakia) using 316 paired monitoring dates from 1999–2025 at two fixed sampling levels designated as "surface" and "bottom". Seasonal patterns were described using descriptive statistics, while long-term changes were assessed from annual seasonal medians using the Mann–Kendall test, Sen's slope and Benjamini–Hochberg false discovery rate correction. The strongest seasonal contrast occurred in summer, when median water temperature reached 21.20 °C at the surface and 8.05 °C at the bottom, while dissolved oxygen medians were 10.35 and 6.90 mg/l, respectively. After Benjamini–Hochberg correction for multiple testing (FDR = 0.05), four trends remained significant: summer surface temperature increased by 1.21 °C per decade, summer bottom dissolved oxygen decreased by 1.55 mg/l per decade, autumn bottom dissolved oxygen decreased by 1.86 mg/l per decade, and the autumn surface-to-bottom oxygen difference increased by 2.15 mg/l per decade. No significant winter trends were detected. The results demonstrate pronounced seasonal contrasts between surface and deeper water and significant long-term changes concentrated in the warm part of the year, highlighting the value of long-term monitoring for drinking-water reservoir management.

**Keywords:** drinking-water reservoir; water temperature; dissolved oxygen; long-term trends; seasonal variability

## ÚVOD

Teplota vody a koncentrácia rozpusteného kyslíka patria medzi základné ukazovatele fyzikálneho a ekologického režimu jazier a vodných nádrží. Teplota ovplyvňuje hustotu vody, stabilitu vodného stĺpca, intenzitu premiešavania a priebeh biologických a biogeochemických procesov. V dostatočne hlbokých nádržiach mierneho pásma môže sezónne otepľovanie povrchovej vrstvy viesť k vytvoreniu teplotnej stratifikácie, ktorá obmedzuje výmenu vody vo vodnom stĺpci (Boehrer a Schultze, 2008).

Teplotný režim vnútrozemských vôd zároveň reaguje na dlhodobé klimatické zmeny. Globálne hodnotenia ukazujú rast teploty povrchových vôd mnohých vodných útvarov, zmeny trvania teplotnej stratifikácie, ľadových pomerov a ďalších fyzikálnych charakteristík vodných ekosystémov (Woolway et al., 2020). Globálne analýzy zároveň poukazujú na rozdielnu odozvu povrchových vôd a vôd hlbších horizontov, pričom povrchové vrstvy sa často otepľujú výraznejšie a konzistentnejšie než hlbšie vrstvy (Pilla et al., 2020). Rozdielna odozva vôd na povrchu a v hlbších horizontoch vodného útvaru môže viesť k zmenám vertikálnych teplotných gradientov a stability vodného stĺpca.

S teplotným režimom je úzko prepojený režim rozpusteného kyslíka. Počas obdobia stabilnej teplotnej stratifikácie je transport kyslíka z atmosféry a povrchovej vody do hlbších vrstiev obmedzený, zatiaľ čo spotreba kyslíka respiráciou, rozkladom organickej hmoty a ďalšími oxidačnými procesmi pokračuje. Dlhodobá analýza jazier mierneho pásma preukázala

rozsiahly pokles koncentrácie rozpusteného kyslíka, pričom zmeny v hlbších horizontoch vodného útvaru boli spojené okrem iného so zmenami teplotnej stratifikácie (Jane et al., 2021). Novšia analýza jazier severnej pologule za obdobie 1960–2022 takisto identifikovala rozsiahlu deoxygenáciu vôd hlbších horizontov a jej úzke prepojenie s predlžovaním obdobia letnej stratifikácie (Jansen et al., 2024).

Zmeny koncentrácie rozpusteného kyslíka sú osobitne významné vo vodárenských nádržiach, kde môžu ovplyvňovať kvalitu surovej vody a podmienky jej odberu. Nízke koncentrácie kyslíka v hlbších vrstvách môžu viesť k zmenám oxidačno-redukčných podmienok pri sedimentoch a podporovať uvoľňovanie rozpustných foriem železa a mangánu do vodného stĺpca, čo môže následne komplikovať úpravu vody (Krueger et al., 2020). Teplotná štruktúra a kyslíkový režim preto predstavujú významné faktory aj pri prevádzkovom rozhodovaní o hĺbke odberu vody. Modelové analýzy hlbokých vodárenských nádrží ukazujú, že vhodne zvolený selektívny odber môže pozitívne ovplyvňovať rozsah hypoxie a kvalitu odoberanej vody (Mi et al., 2024).

Význam sezónneho rozvrstvenia bol potvrdený aj v podmienkach slovenských vodárenských nádrží. Varga et al. (2023) pri hodnotení VN Turček preukázali výraznú teplotnú stratifikáciu najmä počas leta, pričom v sledovaných hydroklimatických podmienkach sa rozvrstvenie začínalo približne na konci apríla a pretrvávalo do októbra. Tieto výsledky poukazujú na potrebu hodnotiť vodárenské nádrže nielen z hľadiska okamžitého stavu kvality vody, ale aj z hľadiska dlhodobej variability a možných zmien fyzikálno-chemického režimu.

Vodárenská nádrž Hriňová je významným zdrojom pitnej vody pre skupinový vodovod Hriňová – Lučenec – Fiľakovo. Vodárenské odbery sú realizované z viacerých výškových úrovní, čo umožňuje výber vody z hľadiska jej aktuálnej kvality (SVP, 2020). Dlhodobý monitoring nádrže preto poskytuje vhodný podklad na posúdenie sezónnych rozdielov medzi povrchovou a hlbšou časťou vodného stĺpca a na identifikáciu dlhodobých zmien, ktoré môžu byť významné aj z pohľadu manažmentu vodárenského zdroja.

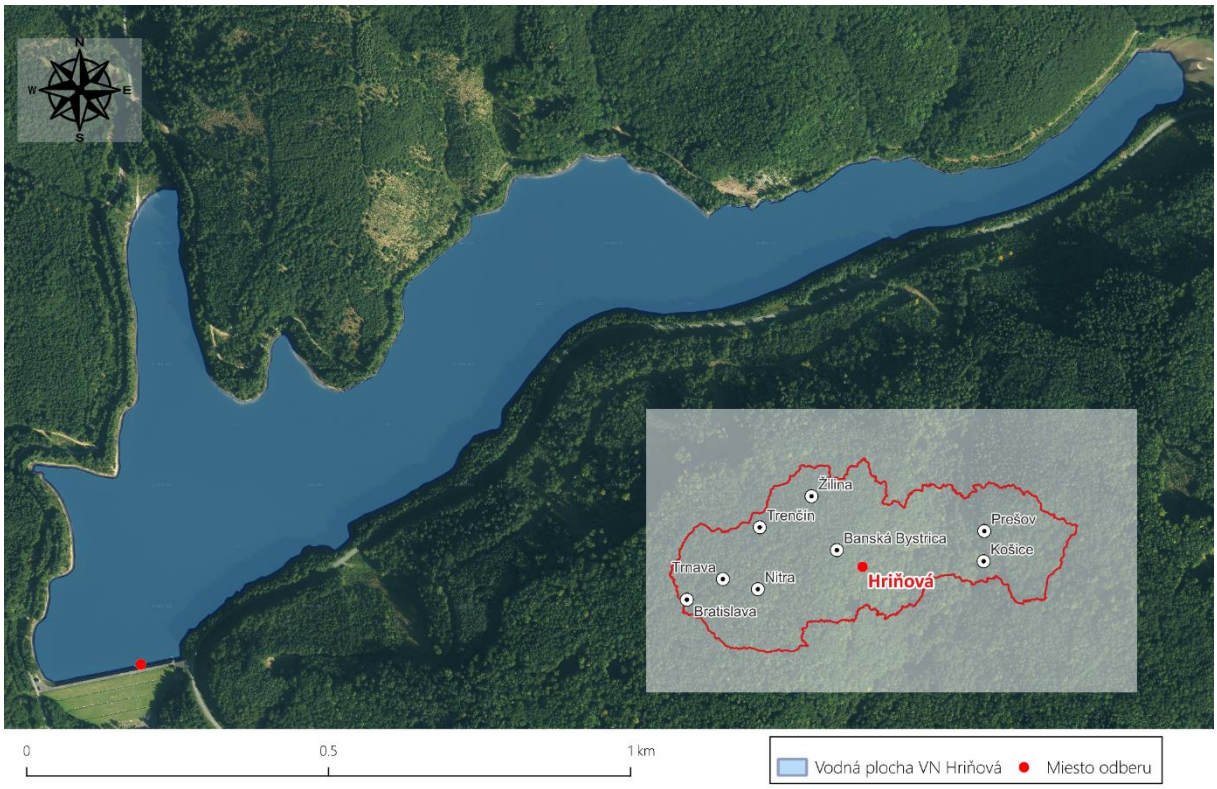
Cieľom tohto príspevku bolo vyhodnotiť sezónnu variabilitu a dlhodobé trendy teploty vody a koncentrácie rozpusteného kyslíka vo VN Hriňová v období 1999–2025 v dvoch stálych odberných úrovniach – hladina a dno. Osobitná pozornosť bola venovaná rozdielom medzi oboma odbernými úrovňami a ich dlhodobému vývoju v jednotlivých ročných obdobiach. Trendy boli hodnotené pomocou Mann–Kendallovho testu a Senovho odhadu sklonu so zohľadnením viacnásobného testovania.

## MATERIÁL A METODIKA

### *Charakteristika vodárenskej nádrže Hriňová*

Vodárenská nádrž Hriňová je vybudovaná na vodnom toku Slatina v r. km 47,850. Nádrž bola vytvorená prehradením údolia Slatiny sypanou hrádzou a jej hlavným účelom je zabezpečenie a dodávka pitnej vody pre skupinový vodovod Hriňová – Lučenec – Fiľakovo (SVP, 2020). Maximálna prevádzková hladina je 565,20 m n. m., maximálna dovolená hladina 565,40 m n. m. a celkový objem nádrže 7 379 774 $m^3$; zatopená plocha pri maximálnej dovolenej hladine predstavuje 55,5 ha (SVP, 2020).

Vodárenské odbery sú umiestnené v ponorenej odbernej veži a pozostávajú z troch odberných horizontov na kótach 534,60, 541,60 a 548,60 m n. m. (SVP, 2020). V monitorovacej databáze SVP sú tieto miesta označené ako horizont I, II a III. Podľa prevádzkových informácií SVP je monitorovacie miesto ‚dno' (R116024D) viazané na úroveň dnového výpustu, kóta osi jeho vtoku je 527,10 m n. m. (SVP, 2020). Poloha VN Hriňová a monitorovacieho profilu je znázornená na Obr. 1.




**Obr. 1. Poloha vodárenskej nádrže Hriňová a odberného profilu pri hrádzi použitého v analýze. Podklad: Ortofotomozaika SR, ZBGIS, GKÚ Bratislava a NLC Zvolen, snímkovanie 2024.**

### *Použité údaje a ich spracovanie*

Analyzovaný súbor zahŕňal výsledky monitoringu teploty vody a koncentrácie rozpusteného kyslíka vo VN Hriňová v období 1999–2025. Údaje boli hodnotené pre dve odberné úrovne v rovnakom monitorovacom profile, označené v databáze SVP ako „hladina“ (R116000D) a „dno“ (R116024D). Odberná úroveň „dno“ je viazaná na pevnú kótu 527,10 m n. m., zatiaľ čo odber „hladina“ zodpovedá aktuálnej výške hladiny nádrže. Skutočná hĺbka odbernej úrovne „dno“ a vertikálna vzdialenosť medzi oboma hodnotenými úrovňami sa preto v priebehu roka menia v závislosti od kolísania hladiny. Pri maximálnej prevádzkovej hladine 565,20 m n. m. dosahuje vertikálna vzdialenosť medzi hladinou a úrovňou „dno“ približne 38,1 m; pri nižších stavoch hladiny je táto vzdialenosť menšia (SVP, 2020). Zo vstupného súboru boli vybrané iba termíny, pri ktorých boli súčasne dostupné hodnoty teploty vody a rozpusteného kyslíka na oboch odberných úrovniach. Po kontrole použiteľnosti údajov bolo do analýzy zahrnutých 316 kompletných párových termínov merania.

Jednotlivé termíny boli rozdelené podľa meteorologických ročných období na jar (marec–máj), leto (jún–august), jeseň (september–november) a zimu (december–február). Súbor obsahoval 82 kompletných párových meraní na jar, 80 v lete, 88 na jeseň a 66 v zime.

Pri analýze zimného obdobia bol december priradený k nasledujúcemu roku, aby jedna zimná sezóna zahŕňala december predchádzajúceho roka a január a február nasledujúceho roka. Zimné trendové rady preto pokrývali sezóny **2000–2025**.

Pre každý kompletný termín boli vypočítané rozdiely medzi hladinou a dnom:

$$\Delta T = T_{hladina} - T_{dno} \quad (1)$$

kde:
$\Delta T$ je rozdiel teploty vody medzi hladinou a dnom (°C),
$T_{hladina}$ je teplota vody na hladine (°C),
$T_{dno}$ je teplota vody na dne (°C).
(kladná hodnota $\Delta T$ znamená vyššiu teplotu vody na hladine ako na dne)
a

$$\Delta O_2 = O_{2,hladina} - O_{2,dno} \quad (2)$$

kde:
$\Delta O_2$ je rozdiel koncentrácie rozpusteného kyslíka medzi hladinou a dnom (mg/l),
$O_{2,hladina}$ je koncentrácia rozpusteného kyslíka na hladine (mg/l),
$O_{2,dno}$ je koncentrácia rozpusteného kyslíka na dne (mg/l).
(kladná hodnota $\Delta O_2$ znamená vyššiu koncentráciu rozpusteného kyslíka na hladine ako na dne).
Sezónna variabilita teploty vody a rozpusteného kyslíka bola charakterizovaná pomocou mediánu, medzikvartilového rozpätia a rozsahu pozorovaných hodnôt. Distribúcia jednotlivých meraní bola graficky zobrazená pomocou boxplotov samostatne pre hladinu a dno (Obr. 2).

### *Analýza dlhodobých trendov*

Pre každý rok a každé ročné obdobie bol vypočítaný **medián dostupných kompletných párových meraní**. Tieto sezónne mediány boli následne použité v trendovej analýze, čím sa zabezpečilo rovnaké zastúpenie jednotlivých rokov bez ohľadu na počet odberov.
Prítomnosť monotónneho trendu bola hodnotená pomocou **neparametrického Mann–Kendallovho testu**, ktorý je založený na poradovom porovnaní všetkých chronologicky usporiadaných dvojíc pozorovaní (Mann, 1945; Kendall, 1975).
Na posúdenie smeru monotónneho trendu bola vypočítaná Mann–Kendallova testová štatistika $S$:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^{n} sgn\,(x_j - x_i) \quad (3)$$

kde:
$S$ je testová štatistika Mann–Kendallovho testu, kladná hodnota indikuje rastúcu a záporná hodnota klesajúcu tendenciu
$n$ je počet hodnotených časových jednotiek, v tomto prípade ročných sezónnych mediánov,
$x_i$ je hodnota sledovanej premennej v skoršom časovom bode $i$,
$x_j$ je hodnota sledovanej premennej v neskoršom časovom bode $j$,
$i$ a $j$ sú poradové indexy jednotlivých časových bodov, pričom $j > i$,
$sgn$ je znamienková funkcia.

Znamienková funkcia je definovaná:

$$sgn(x_j - x_i) = \begin{cases} +1, & x_j - x_i > 0, \\ 0, & x_j - x_i = 0, \\ -1, & x_j - x_i < 0. \end{cases} \quad (4)$$

kde:

| | |
|---|---|
| $+1$ | označuje nárast hodnoty medzi časmi $i$ a $j$, |
| $0$ | označuje nezmenenú hodnotu, |
| $-1$ | označuje pokles hodnoty. |

Pri výpočte rozptylu testovej štatistiky bola zohľadnená korekcia na zhodné hodnoty (*ties*). Smer a relatívna sila monotónneho vzťahu medzi sledovanou premennou a časom boli vyjadrené Kendallovým koeficientom $\tau$. Štatistická významnosť bola posudzovaná pri hladine $\alpha = 0{,}05$ (Mann, 1945; Kendall, 1975).

Veľkosť dlhodobého trendu bola stanovená pomocou **Senovho odhadu sklonu**, ktorý je robustným neparametrickým odhadom založeným na mediáne sklonov vypočítaných zo všetkých dvojíc časovo odlišných pozorovaní (Sen, 1968).
Pre dvojicu pozorovaní bol sklon vypočítaný ako:

$$Q_{ij} = \frac{x_j - x_i}{t_j - t_i} \quad (5)$$

kde:

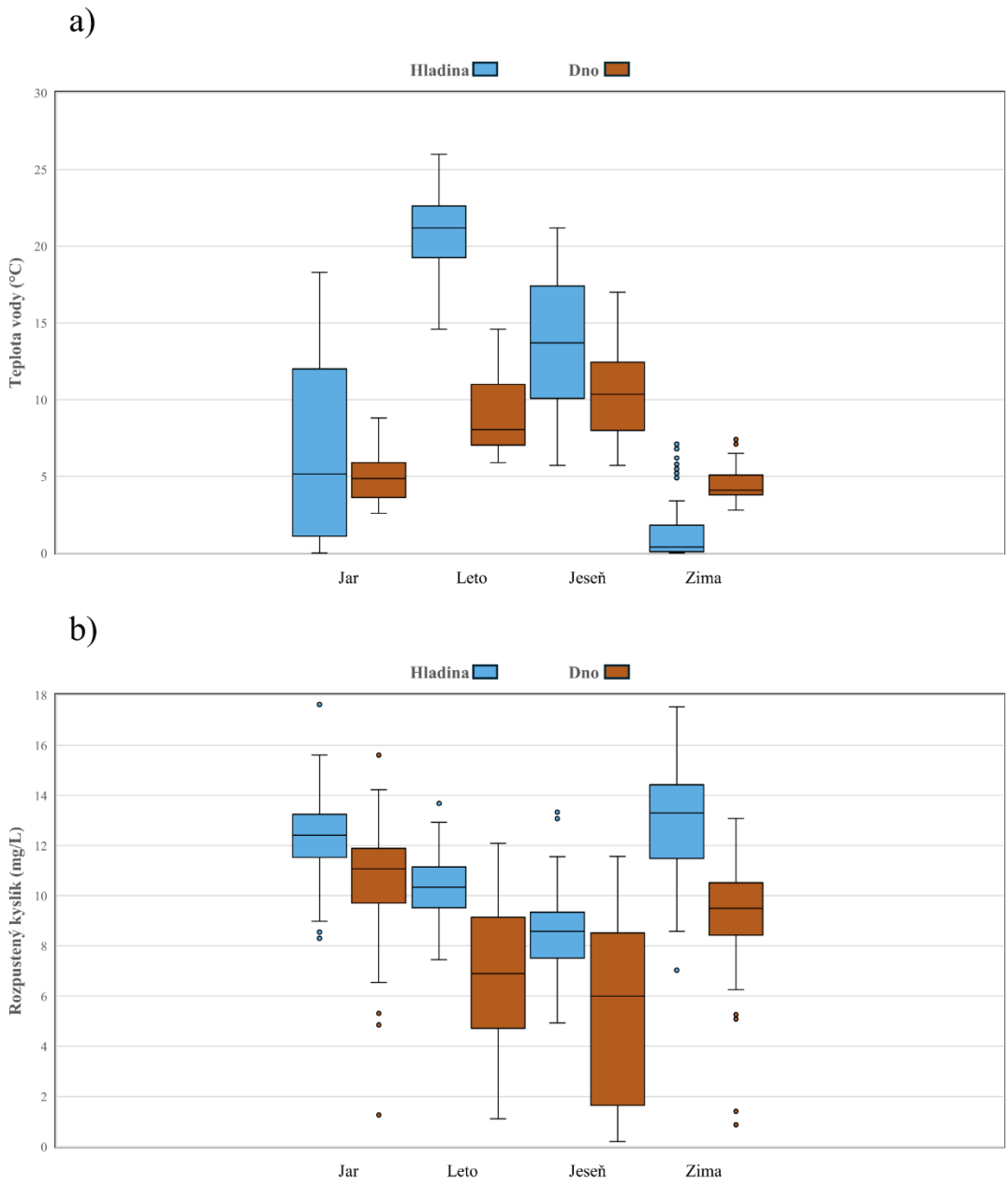
| | |
|---|---|
| $Q_{ij}$ | je sklon medzi dvojicou pozorovaní $i$ a $j$, |
| $x_i$ | je hodnota sledovanej premennej v čase $t_i$, |
| $x_j$ | je hodnota sledovanej premennej v čase $t_j$, |
| $t_i$ | je skorší časový bod, v tomto prípade rok, |
| $t_j$ | je neskorší časový bod, |
| $i$ a $j$ | sú poradové indexy pozorovaní, pričom $j > i$. |

Výsledný Senov sklon predstavoval medián všetkých hodnôt $Q_{ij}$. Senov odhad bol vypočítaný v jednotkách zmeny za rok a následne prepočítaný na **zmenu za dekádu**. Pre odhad sklonu bol zároveň stanovený 95 % interval spoľahlivosti na základe usporiadaných párových sklonov, v súlade s postupom opísaným Senom (1968).
Trendová analýza bola vykonaná samostatne pre teplotu vody na hladine, teplotu vody na dne, koncentráciu rozpusteného kyslíka na hladine, koncentráciu rozpusteného kyslíka na dne, $\Delta T$ a $\Delta O_2$, a to pre všetky štyri ročné obdobia. Celkovo bolo vyhodnotených 24 sezónnych časových radov.
Keďže bolo súbežne vykonaných 24 Mann–Kendallových testov, pôvodné $p$-hodnoty boli korigované Benjaminiho–Hochbergovou metódou na kontrolu miery falošných objavov (false discovery rate, FDR) pri hladine 0,05 (Benjamini a Hochberg, 1995). Korekcia bola aplikovaná spoločne na všetkých 24 testov. Výsledné korigované hodnoty sú v práci označené ako $q$. Za štatisticky významné po zohľadnení viacnásobného testovania boli považované trendy s $q < 0{,}05$.
Jarné a letné časové rady zahŕňali 27 sezónnych mediánov (1999–2025), jesenný časový rad 26 mediánov z dôvodu chýbajúceho kompletného párového súboru v roku 2018 a zimný časový rad 26 sezónnych mediánov za zimné sezóny 2000–2025.

## VÝSLEDKY A DISKUSIA

### *Sezónna variabilita teploty vody a rozpusteného kyslíka*

Výrazné sezónne rozdiely boli pozorované pri teplote vody aj koncentrácii rozpusteného kyslíka, pričom ich priebeh sa líšil medzi hladinou a dnom (Obr. 2). Najvýraznejší teplotný rozdiel sa prejavoval počas letného obdobia. Medián letnej teploty vody dosiahol na hladine 21,20 °C, zatiaľ čo na dne 8,05 °C. Výrazný rozdiel medzi oboma odbernými úrovňami je konzistentný so sezónnym teplotným rozvrstvením nádrže počas teplej časti roka.




**Obr. 2. Sezónna variabilita (a) teploty vody a (b) koncentrácie rozpusteného kyslíka na hladine a na dne vo VN Hriňová v období 1999–2025. Boxy znázorňujú medzikvartilové rozpätie, vodorovná čiara v boxe medián, fúzy rozsah hodnôt bez odľahlých pozorovaní a body odľahlé hodnoty.**

Takýto sezónny priebeh je v súlade so všeobecným teplotným režimom dostatočne hlbokých jazier a nádrží mierneho pásma, v ktorých zahrievanie povrchovej vrstvy počas teplej časti roka vedie k vytvoreniu vertikálneho teplotného gradientu a obmedzeniu premiešavania povrchovej vody a vody hlbších horizontov vodného útvaru (Boehrer a Schultze, 2008). Podobný sezónny režim bol zdokumentovaný aj vo vodárenskej nádrži Turček na Slovensku, kde sa teplotná stratifikácia vytvárala najvýraznejšie v letnom období a v jednotlivých rokoch pretrvávala od konca jari až do jesene (Varga et al., 2023).
Vertikálna vzdialenosť medzi hladinou a odbernou úrovňou „dno“ sa mení spolu s výškou hladiny nádrže. Pri maximálnej prevádzkovej hladine dosahuje približne 38,1 m (SVP, 2020). Pri interpretácii týchto údajov je potrebná určitá opatrnosť. V tejto práci nebol analyzovaný kontinuálny vertikálny teplotný profil vodného stĺpca, ale dve fixné úrovne monitoringu. Zistené rozdiely medzi hladinou a dnom preto nemožno samo o sebe považovať za priame určenie polohy termokliny alebo hrúbky jednotlivých vrstiev vodného stĺpca. Predstavujú však výrazný vertikálny teplotný kontrast, ktorý je konzistentný so sezónnym teplotným rozvrstvením nádrže. Na presné určenie epilimnia, metalimnia a hypolimnia sú potrebné vertikálne profily teploty v dostatočnom hĺbkovom rozlíšení (Boehrer a Schultze, 2008; Varga et al., 2023).
Sezónne rozdiely boli zreteľné aj pri rozpustenom kyslíku (Obr. 2b). V letnom období dosiahol medián koncentrácie rozpusteného kyslíka na hladine 10,35 mg/l, zatiaľ čo na dne 6,90 mg/l. Na jeseň dosiahol medián koncentrácie rozpusteného kyslíka na dne iba 6,00 mg/l. Krabicové grafy zároveň ukazujú väčší rozsah nízkych hodnôt na dne počas leta a jesene v porovnaní s hladinou.
Takéto vertikálne rozdiely koncentrácie rozpusteného kyslíka sú typické pre obdobia obmedzeného premiešavania vodného stĺpca. Pri vytvorení stabilnej teplotnej stratifikácie je transport kyslíka z povrchu do hlbších vrstiev obmedzený, zatiaľ čo respirácia organizmov, rozklad organickej hmoty a oxidačné procesy pokračujú v spotrebe kyslíka v hlbších horizontoch vodného útvaru. V dôsledku toho môže v hlbokých častiach nádrží postupne dochádzať k poklesu koncentrácie rozpusteného kyslíka (Shi et al., 2022).
Podobný mechanizmus je známy aj z rozsiahlejších súborov jazier. Jane et al. (2021) pri analýze 393 jazier mierneho pásma preukázali, že pokles koncentrácie rozpusteného kyslíka v hlbších horizontoch vodného útvaru bol spojený najmä so zmenami teplotnej stratifikácie a priehľadnosti vody, zatiaľ čo v povrchových vodách zohráva významnú úlohu aj teplotne podmienená zmena rozpustnosti kyslíka.
Na druhej strane zimné obdobie vykazovalo podstatne menší rozdiel medzi hladinou a dnom, čo zodpovedá podmienkam, pri ktorých ochladzovanie povrchovej vody podporuje vertikálne premiešavanie vodného stĺpca a znižovanie teplotných gradientov (Boehrer a Schultze, 2008). V globálnom meradle sa zmeny teplotného režimu jazier považujú za jeden z významných prejavov meniacej sa klímy, pretože rastúce teploty povrchovej vody môžu ovplyvniť trvanie a intenzitu stratifikácie a následne aj režim rozpusteného kyslíka (Woolway et al., 2020). V prípade VN Hriňová však tieto mechanizmy v tejto časti práce predstavujú interpretačný rámec, samotná sezónna analýza nehodnotí priamy vplyv klimatických premenných.

### *Dlhodobé sezónne trendy*

Dlhodobá trendová analýza ukázala, že zmeny teploty vody a koncentrácie rozpusteného kyslíka vo VN Hriňová neboli počas roka rovnomerné (Tab. 1). Z 24 hodnotených sezónnych časových radov zostali po Benjaminiho–Hochbergovej korekcii pri FDR = 0,05 štatisticky významné štyri trendy. Všetky sa sústreďovali do letného a jesenného obdobia.
V letnom období bol zistený štatisticky významný rast teploty vody na hladine ( $\tau = 0{,}459, p < 0{,}001, q = 0{,}020$ ). Senov sklon predstavoval **+1,21 °C za dekádu** s 95 %

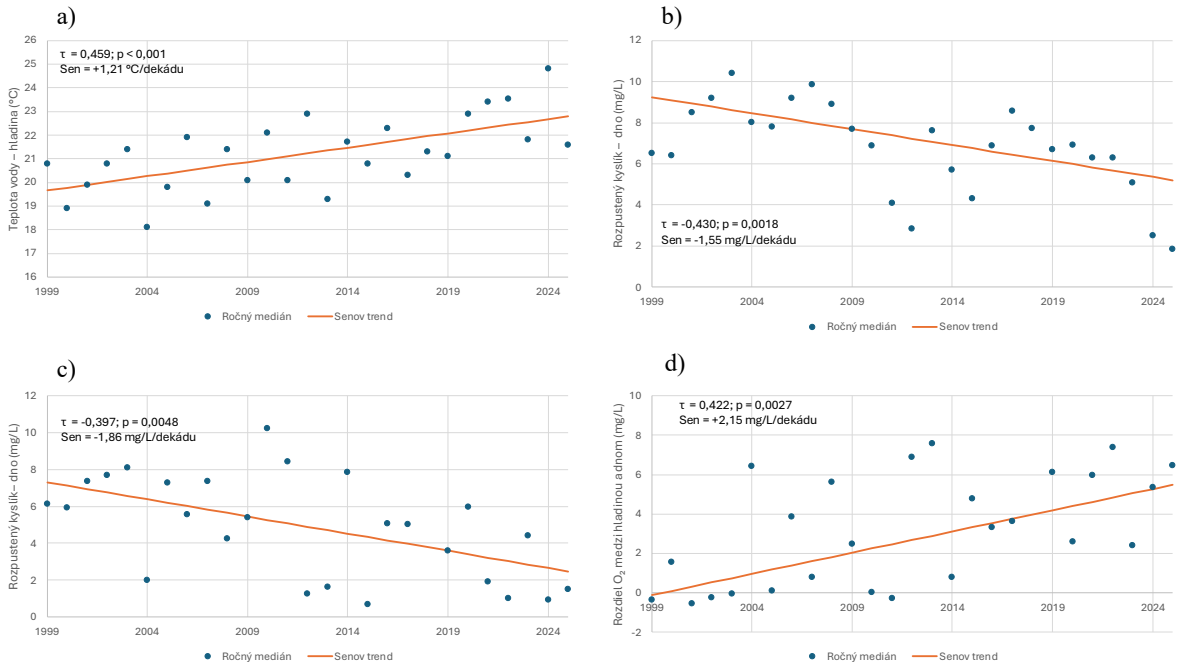
intervalom spoľahlivosti **+0,60 až +1,93 °C za dekádu**. Naproti tomu teplota vody na dne nevykazovala významný dlhodobý trend ($\tau = -0{,}031, q = 0{,}020$ ), pričom Senov sklon bol iba −0,13 °C za dekádu. Výsledky Mann–Kendallovho testu a Senovho odhadu sklonu pre všetky hodnotené sezónne časové rady sú uvedené v Tab. 1.

**Tabuľka 1. Výsledky analýzy dlhodobých sezónnych trendov teploty vody a koncentrácie rozpusteného kyslíka vo VN Hriňová v období 1999–2025**

| Sezóna | Premenná | n | Kendall τ | p | q (BH-FDR) | Senov sklon za dekádu | 95 % CI |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Leto** | **T – hladina** | **27** | **0,459** | **<0,001** | **0,020** | **+1,21 °C** | **+0,60 až +1,93** |
| Leto | T – dno | 27 | −0,031 | 0,835 | 0,871 | −0,13 °C | −1,23 až +1,00 |
| Leto | $O_2$ – hladina | 27 | −0,225 | 0,104 | 0,207 | −0,41 mg/l | −0,85 až +0,09 |
| **Leto** | **$O_2$ – dno** | **27** | **−0,430** | **0,0018** | **0,021** | **−1,55 mg/l** | **−2,55 až −0,69** |
| Leto | ΔT | 27 | 0,299 | 0,030 | 0,097 | +1,42 °C | +0,17 až +2,89 |
| Leto | $\Delta O_2$ | 27 | 0,322 | 0,020 | 0,082 | +1,46 mg/l | +0,19 až +2,30 |
| Jeseň | T – hladina | 26 | −0,194 | 0,171 | 0,315 | −0,43 °C | −1,27 až +0,29 |
| Jeseň | T – dno | 26 | −0,302 | 0,032 | 0,097 | −1,21 °C | −2,39 až −0,07 |
| Jeseň | $O_2$ – hladina | 26 | 0,077 | 0,597 | 0,682 | +0,18 mg/l | −0,42 až +0,67 |
| **Jeseň** | **$O_2$ – dno** | **26** | **−0,397** | **0,0048** | **0,029** | **−1,86 mg/l** | **−3,27 až −0,56** |
| Jeseň | ΔT | 26 | 0,283 | 0,045 | 0,119 | +0,77 °C | 0,00 až +1,63 |
| **Jeseň** | **$\Delta O_2$** | **26** | **0,422** | **0,0027** | **0,022** | **+2,15 mg/l** | **+0,76 až +3,26** |
| Zima | T – hladina | 26 | 0,123 | 0,387 | 0,547 | +0,07 °C | −0,10 až +0,35 |
| Zima | T – dno | 26 | −0,071 | 0,625 | 0,682 | −0,04 °C | −0,25 až +0,17 |
| Zima | $O_2$ – hladina | 26 | −0,243 | 0,086 | 0,187 | −0,59 mg/l | −1,31 až +0,02 |
| Zima | $O_2$ – dno | 26 | −0,089 | 0,537 | 0,654 | −0,29 mg/l | −1,59 až +0,71 |
| Zima | ΔT | 26 | 0,151 | 0,288 | 0,460 | +0,21 °C | −0,20 až +0,57 |
| Zima | $\Delta O_2$ | 26 | −0,117 | 0,415 | 0,553 | −0,73 mg/l | −1,66 až +0,75 |
| Jar | T – hladina | 27 | 0,248 | 0,073 | 0,175 | +1,55 °C | −0,07 až +3,54 |
| Jar | T – dno | 27 | 0,165 | 0,234 | 0,401 | +0,33 °C | −0,24 až +0,73 |
| Jar | $O_2$ – hladina | 27 | 0,085 | 0,545 | 0,654 | +0,23 mg/l | −0,40 až +0,83 |
| Jar | $O_2$ – dno | 27 | −0,023 | 0,884 | 0,884 | −0,10 mg/l | −0,90 až +0,84 |
| Jar | ΔT | 27 | 0,319 | 0,0206 | 0,082 | +1,30 °C | +0,24 až +2,67 |
| Jar | $\Delta O_2$ | 27 | 0,134 | 0,338 | 0,506 | +0,22 mg/l | −0,29 až +0,75 |

Pozn.: $\tau$ – Kendallov koeficient; $p$ – p-hodnota Mann–Kendallovho testu; $q$ – p-hodnota korigovaná Benjaminiho–Hochbergovou metódou pri FDR = 0,05; CI – 95 % interval spoľahlivosti Senovho sklonu; $\Delta T = T_{hladina} - T_{dno}$; $\Delta O_2 = O_{2,hladina} - O_{2,dno}$. Senove sklony sú uvedené ako zmena za dekádu. Tučným písmom sú označené trendy štatisticky významné po BH-FDR korekcii ($q < 0{,}05$).

Časový vývoj štyroch trendov, ktoré zostali štatisticky významné aj po BH-FDR korekcii, je znázornený na Obr. 3.




**Obr. 3. Dlhodobý vývoj ročných sezónnych mediánov vybraných ukazovateľov vo VN Hriňová v období 1999–2025: (a) letná teplota vody na hladine, (b) letná koncentrácia rozpusteného kyslíka na dne, (c) jesenná koncentrácia rozpusteného kyslíka na dne a (d) jesenný rozdiel koncentrácie rozpusteného kyslíka medzi hladinou a dnom ($\Delta O_2$). Priamky predstavujú Senov odhad trendu. Jesenné časové rady obsahujú 26 sezónnych mediánov, keďže v roku 2018 nebol dostupný kompletný párový súbor meraní.**

Tento rozdiel medzi vývojom povrchovej vody a vody hlbších horizontov vodného útvaru je v súlade s poznatkami z dlhodobých pozorovaní jazier, podľa ktorých sa povrchové vrstvy často otepľujú výraznejšie a konzistentnejšie než hlbšie vrstvy vodného útvaru. Globálna analýza 102 jazier napríklad preukázala priemerné otepľovanie povrchovej vody približne o 0,37 °C za dekádu, zatiaľ čo trendy vody hlbších horizontov boli podstatne slabšie a medzi jednotlivými jazerami veľmi variabilné (Pilla et al., 2020). Podobné rozdiely medzi povrchovou vodou a vodou hlbších horizontov môžu viesť k zosilňovaniu vertikálnych teplotných gradientov a k stabilnejšiemu rozvrstveniu vodného stĺpca (Woolway et al., 2020; Oleksy a Richardson, 2021).

Aj vo VN Hriňová bol počas leta zaznamenaný rast rozdielu $\Delta T$ medzi hladinou a dnom. Senov sklon predstavoval **+1,42 °C za dekádu** a Mann–Kendallov test dosiahol $p = 0{,}030$. Po korekcii na viacnásobné testovanie však tento trend už nebol štatisticky významný ($q = 0{,}097$). Podobne jarný rast $\Delta T$ o **+1,30 °C za dekádu** dosiahol $p = 0{,}021$, ale po FDR korekcii zostal nad hranicou významnosti ($q = 0{,}082$). Tieto výsledky preto možno interpretovať ako náznak rastúceho teplotného kontrastu, nie však ako robustný trend potvrdený po zohľadnení viacnásobného testovania.

Výraznejšie dlhodobé zmeny boli zistené pri koncentrácii rozpusteného kyslíka na dne. V lete koncentrácia $O_2$ významne klesala ($\tau = -0{,}430$, $p = 0{,}0018$, $q = 0{,}021$) so Senovým sklonom **−1,55 mg/l za dekádu** a 95 % intervalom spoľahlivosti **−2,55 až −0,69 mg/l za dekádu**. Podobný trend bol zistený na jeseň, keď koncentrácia $O_2$ na dne klesala o **−1,86 mg/l za dekádu** ($\tau = -0{,}397$, $p = 0{,}0048$, $q = 0{,}029$); 95 % interval spoľahlivosti bol **−3,27 až −0,56 mg/l za dekádu**.

Pokles koncentrácie kyslíka v hlbších častiach jazier a nádrží často sprevádza dlhodobé zmeny teplotného režimu. Jane et al. (2021), ktorí analyzovali viac ako 45 000 profilov z 393 jazier mierneho pásma, zaznamenali rozsiahly pokles koncentrácie rozpusteného kyslíka v hlbších horizontoch vodného útvaru. Tento pokles súvisel najmä so zosilňovaním teplotnej stratifikácie a so zmenami priehľadnosti vody. Novšia analýza viac ako 8 000 jazier severnej pologule takisto ukázala rozsiahlu deoxygenáciu, pričom jedným z hlavných mechanizmov bolo predlžovanie obdobia letnej stratifikácie vplyvom klimatického otepľovania (Jansen et al., 2024).

Vo vodárenských nádržiach môže byť prepojenie medzi teplotným a kyslíkovým režimom obzvlášť významné. V hlbokej nádrži Lake Qiandaohu boli napríklad kyslíkové profily úzko previazané s teplotným rozvrstvením a stabilná stratifikácia počas leta a jesene bola sprevádzaná výrazným vertikálnym rozdelením koncentrácie rozpusteného kyslíka (Zhang et al., 2015).

Ďalším významným výsledkom analýz VN Hriňová bol rast jesenného rozdielu koncentrácie rozpusteného kyslíka medzi hladinou a dnom. Hodnota $\Delta O_2$ vykazovala Senov sklon **+2,15 mg/l za dekádu** ($\tau = 0{,}422$, $p = 0{,}0027$, $q = 0{,}022$), pričom 95 % interval spoľahlivosti dosahoval **+0,76 až +3,26 mg/l za dekádu**. Tento výsledok bol štatisticky významný aj po FDR korekcii a poukazuje na rastúci rozdiel medzi koncentráciou rozpusteného kyslíka na hladine a na dne počas jesene.

Prehlbovanie jesenného rozdielu koncentrácie rozpusteného kyslíka medzi hladinou a dnom môže súvisieť s viacerými procesmi. Jedným z možných mechanizmov je dlhšie pretrvávanie letnej teplotnej stratifikácie do jesenného obdobia a neskorší nástup úplného premiešania vodného stĺpca, čím sa predlžuje obdobie obmedzeného transportu kyslíka do hlbších horizontov. V hlbšom horizonte nádrže pritom pokračuje spotreba kyslíka respiráciou, rozkladom organickej hmoty a oxidačnými procesmi, zatiaľ čo povrchová voda zostáva v kontakte s atmosférou a môže sa priebežne okysličovať. Takýto rozdiel v kyslíkovej bilancii medzi povrchovou a hlbšou časťou vodného stĺpca môže viesť k zväčšovaniu vertikálneho kontrastu $O_2$ na konci stratifikovaného obdobia (Jane et al., 2021; Zhang et al., 2015; Jansen et al., 2024). Pri VN Hriňová však ide o možné vysvetlenie pozorovaného trendu, keďže časovanie jesenného premiešania, dĺžka stratifikácie ani procesy spotreby kyslíka neboli v tejto práci priamo hodnotené.

Naopak, v zimnom období nebol ani pri jednej z hodnotených ukazovateľov kvality vody zistený štatisticky významný dlhodobý trend. Nevýznamná bola aj väčšina jarných trendov a trendy koncentrácie $O_2$ na hladine. Najrobustnejšie dlhodobé zmeny sa tak sústreďovali do teplej časti roka, pričom významnú časť z nich predstavovali zmeny kyslíkového režimu na dne.

Zistené trendy sú konzistentné s procesmi opisovanými pri otepľovaní jazier a nádrží, najmä s rastom povrchovej teploty, zosilňovaním vertikálneho teplotného kontrastu a poklesom obsahu rozpusteného kyslíka v hlbších horizontoch vodných útvarov. Keďže však v tejto práci neboli priamo analyzované dlhodobé trendy meteorologických premenných, hydrologických podmienok ani kontinuálne vertikálne profily, nemožno pozorované zmeny vo VN Hriňová jednoznačne pripísať klimatickému otepľovaniu.

### *Význam pozorovaných zmien pre prevádzku vodárenskej nádrže*

Zistené dlhodobé zmeny teplotného a kyslíkového režimu majú osobitný význam vzhľadom na vodárenskú funkciu VN Hriňová. Nádrž disponuje tromi vodárenskými odbermi umiestnenými na kótach 534,60 m n. m. (odber I), 541,60 m n. m. (odber II) a 548,60 m n. m. (odber III). Výber odberného horizontu sa podľa manipulačného poriadku uskutočňuje na základe vyhodnotenia kvality vody prevádzkovateľom vodnej stavby v spolupráci s prevádzkovateľom

úpravne vody (SVP, 2020). Takéto usporiadanie umožňuje reagovať na vertikálnu heterogenitu kvality vody v nádrži a odoberať vodu z vhodnejšej hĺbkovej úrovne.
Z pohľadu vodárenského využitia sú teplota vody a kyslíkové podmienky relevantné aj vo vzťahu ku kvalitatívnym cieľom povrchových vôd určených na odber pre pitnú vodu (NV SR č. 269/2010 Z. z.). Výsledky tejto práce však nemožno s legislatívnymi hodnotami priamo porovnávať, keďže rozpustený kyslík bol hodnotený ako koncentrácia v mg/l a analyzované monitorovacie miesta nepredstavujú priamo vzorky surovej vody odoberané na úpravu.
V tejto súvislosti je významný najmä dlhodobý pokles koncentrácie rozpusteného kyslíka zistený na dne počas leta a jesene (Tab. 1, Obr. 3). Odberná úroveň dno sa nachádza približne 7,5 m pod najnižším vodárenským odberom I. Zistené trendy na dne preto nemožno priamo prenášať na kvalitu vody odoberanej do úpravne vody. Poukazujú však na postupnú zmenu podmienok v hlbokej časti nádrže, ktorú je vhodné sledovať spoločne s vývojom kvality vody v jednotlivých vodárenských horizontoch.
Pokles koncentrácie rozpusteného kyslíka v hlbokých horizontoch vodárenských nádrží môže mať význam aj z hľadiska ďalších ukazovateľov kvality vody. Pri dostatočne nízkych koncentráciách $O_2$ a poklese oxidačno-redukčného potenciálu môže dochádzať k redukcii oxidovaných foriem železa a mangánu v sedimentoch a k ich uvoľňovaniu do vodného stĺpca. Takéto procesy už boli pozorované vo vodárenských nádržiach a môžu komplikovať úpravu surovej vody (Krueger et al., 2020). V tomto výskume však koncentrácie Fe, Mn ani redoxné podmienky analyzované neboli, preto tento mechanizmus predstavuje iba možný dôsledok, ktorý nemožno na základe súčasných výsledkov pre VN Hriňová potvrdiť.
Význam jednotlivých odberných horizontov zároveň nemožno hodnotiť nezávisle od teplotnej štruktúry nádrže. Modelové štúdie hlbokých vodárenských nádrží ukazujú, že zmena hĺbky odberu môže ovplyvňovať nielen kvalitu odoberanej vody, ale aj teplotnú štruktúru a kyslíkový režim nádrže. Mi et al. (2024) na vodárenskej nádrži Rappbode preukázali, že účinok selektívneho odberu na hlbokovodný kyslíkový režim závisí od obdobia teplotnej stratifikácie, výšky hladiny aj odbernej hĺbky. To podporuje potrebu posudzovať prevádzkové rozhodnutia o výbere odberného horizontu v kontexte aktuálnej vertikálnej štruktúry nádrže.
Výsledky tejto práce preto poukazujú na význam zachovania dlhodobého monitoringu nielen na hladine a na dne, ale aj na jednotlivých vodárenských horizontoch I–III. Ich spoločná analýza by umožnila overiť, do akej miery sa zistený pokles koncentrácie $O_2$ na dne prejavuje aj v úrovniach využívaných na vodárenský odber. Zároveň by bolo vhodné dlhodobé bodové merania doplniť vertikálnymi profilmi teploty a rozpusteného kyslíka, ktoré umožnia presnejšie určiť sezónny vývoj teplotného a kyslíkového rozvrstvenia.

## ZÁVER

Analýza dlhodobého monitoringu VN Hriňová v období 1999–2025 preukázala výraznú sezónnu variabilitu teploty vody a koncentrácie rozpusteného kyslíka medzi hladinou a dnom. Najväčší teplotný kontrast bol zaznamenaný počas leta, keď medián teploty vody dosiahol 21,20 °C na hladine a 8,05 °C na dne. V rovnakom období bol zreteľný aj rozdiel v koncentrácii rozpusteného kyslíka, s mediánom 10,35 mg/l na hladine a 6,90 mg/l na dne. Najnižší sezónny medián koncentrácie $O_2$ na dne bol zaznamenaný na jeseň (6,00 mg/l).
Dlhodobé trendy neboli počas roka rovnomerné a najvýraznejšie zmeny sa sústreďovali do letného a jesenného obdobia. Po korekcii na viacnásobné testovanie Benjaminiho–Hochbergovou metódou pri FDR = 0,05 zostali štatisticky významné štyri trendy. V lete sa teplota vody na hladine zvyšovala približne o 1,21 °C za dekádu, zatiaľ čo koncentrácia rozpusteného kyslíka na dne klesala približne o 1,55 mg/l za dekádu. Na jeseň bol na dne zistený pokles koncentrácie $O_2$ približne o 1,86 mg/l za dekádu a súčasne rast rozdielu

koncentrácie $O_2$ medzi hladinou a dnom približne o 2,15 mg/l za dekádu. V zimnom období nebol preukázaný žiadny štatisticky významný dlhodobý trend.
Výsledky poukazujú na významné dlhodobé zmeny počas teplej časti roka, najmä na otepľovanie povrchovej vody a pokles koncentrácie rozpusteného kyslíka na dne. Zároveň bol preukázaný rast jesenného rozdielu koncentrácie $O_2$ medzi hladinou a dnom. Zistené zmeny sú konzistentné s procesmi opisovanými pri otepľovaní a deoxygenácii jazier a nádrží, avšak na základe analyzovaných údajov ich nemožno jednoznačne pripísať klimatickej zmene. V tejto štúdii neboli priamo hodnotené dlhodobé trendy meteorologických a hydrologických premenných ani kontinuálne vertikálne profily vodného stĺpca.
Vzhľadom na vodárenskú funkciu VN Hriňová je osobitne významný pokles koncentrácie rozpusteného kyslíka v najhlbšom monitorovacom mieste. Ďalší výskum by preto mal zahŕňať spoločné vyhodnotenie údajov z oboch odberných úrovní a jednotlivých vodárenských horizontov I–III, doplnené o pravidelné vertikálne profily teploty a rozpusteného kyslíka. Pre komplexnejšie vysvetlenie pozorovaných dlhodobých zmien by bolo vhodné zahrnúť aj hydrometeorologické podmienky, vývoj hladiny a prítokov, prípadne ďalšie ukazovatele kvality vody súvisiace s kyslíkovým režimom.
Dlhodobý monitoring VN Hriňová tak poskytuje cenný podklad nielen na hodnotenie zmien teplotného a kyslíkového režimu nádrže, ale aj na ďalšie posudzovanie ich významu pre prevádzku a manažment vodárenského zdroja.

## Poďakovanie

Autori ďakujú Slovenskému vodohospodárskemu podniku, š. p., za poskytnutie historických monitorovacích údajov z vodárenskej nádrže Hriňová, ktoré boli použité v tejto práci.
Túto prácu podporila Agentúra na podporu výskumu a vývoja prostredníctvom projektu APVV – 22 - 0610.

## LITERATÚRA

Benjamini, Y., Hochberg, Y. (1995): Controlling the False Discovery Rate: A Practical and Powerful Approach to Multiple Testing. Journal of the Royal Statistical Society: Series B (Methodological), vol. 57, no. 1, 289–300. https://doi.org/10.1111/j.2517-6161.1995.tb02031.x

Boehrer, B., Schultze, M. (2008): Stratification of lakes. Reviews of Geophysics, vol. 46, no. 2, RG2005. https://doi.org/10.1029/2006RG000210

Jane, S.F., Hansen, G.J.A., Kraemer, B.M., et al. (2021): Widespread deoxygenation of temperate lakes. Nature, vol. 594, 66–70. https://doi.org/10.1038/s41586-021-03550-y

Jansen, J., Simpson, G.L., Weyhenmeyer, G.A., Härkönen, L.H., Paterson, A.M., del Giorgio, P.A., Prairie, Y.T. (2024): Climate-driven deoxygenation of northern lakes. Nature Climate Change, vol. 14, 832–838. https://doi.org/10.1038/s41558-024-02058-3

Kendall, M. G. (1975): Rank Correlation Methods. 4th ed., Charles Griffin, London.

Krueger, K.M., Vavrus, C.E., Lofton, M.E., McClure, R.P., Gantzer, P., Carey, C.C., Schreiber, M.E. (2020): Iron and manganese fluxes across the sediment-water interface in a drinking water reservoir. Water Research, vol. 182, 116003. https://doi.org/10.1016/j.watres.2020.116003

Mann, H.B. (1945): Nonparametric Tests Against Trend. Econometrica, vol. 13, no. 3, 245–259. https://doi.org/10.2307/1907187

Mi, C., Rinke, K., Shatwell, T. (2024): Optimizing selective withdrawal strategies to mitigate hypoxia under water-level reduction in Germany's largest drinking water reservoir. Journal of Environmental Sciences, vol. 146, 127–139. https://doi.org/10.1016/j.jes.2023.06.025

Nariadenie vlády Slovenskej republiky č. 269/2010 Z. z., ktorým sa ustanovujú požiadavky na dosiahnutie dobrého stavu vôd, v znení neskorších predpisov, príloha č. 2, časť A – Povrchové vody určené na odber pre pitnú vodu. https://www.slov-lex.sk/ezbierky/pravne-predpisy/SK/ZZ/2010/269/

Oleksy, I.A., Richardson, D.C. (2021): Climate Change and Teleconnections Amplify Lake Stratification With Differential Local Controls of Surface Water Warming and Deep Water Cooling. Geophysical Research Letters, vol. 48, no. 5, e2020GL090959. https://doi.org/10.1029/2020GL090959

Pilla, R.M., Williamson, C.E., Adamovich, B.V. et al. (2020): Deeper waters are changing less consistently than surface waters in a global analysis of 102 lakes. Scientific Reports, vol. 10, 20514. https://doi.org/10.1038/s41598-020-76873-x

Sen, P.K. (1968): Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. Journal of the American Statistical Association, vol. 63, no. 324, 1379–1389. https://doi.org/10.1080/01621459.1968.10480934

Shi, J., Wang, L., Yang, Y., Huang, T. (2022): A case study of thermal and chemical stratification in a drinking water reservoir. Science of the Total Environment, vol. 848, 157787. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.157787

Slovenský vodohospodársky podnik, š. p. (SVP) (2020): Manipulačný poriadok pre vodnú stavbu Vodná nádrž Hriňová. OZ Banská Bystrica, OVHPD, september 2020.

Varga, A., Velísková, Y., Sokáč, M., Sočuvka, V., Mikula, P. (2023): Analysis of seasonal changes of thermal stratification in reservoir for drinking water supply (Slovakia, Turček reservoir). Acta Hydrologica Slovaca, vol. 24, no. 1, 33–42. https://doi.org/10.31577/ahs-2023-0024.01.0005

Woolway, R.I., Kraemer, B.M., Lenters, J.D., Merchant, C.J., O'Reilly, C.M., Sharma, S. (2020): Global lake responses to climate change. Nature Reviews Earth & Environment, vol. 1, 388–403. https://doi.org/10.1038/s43017-020-0067-5

Zhang, Y., Wu, Z., Liu, M. et al. (2015): Dissolved oxygen stratification and response to thermal structure and long-term climate change in a large and deep subtropical reservoir (Lake Qiandaohu, China). Water Research, vol. 75, 249–258. https://doi.org/10.1016/j.watres.2015.02.052

# HODNOTENIE HYDROLOGICKEJ SITUÁCIE V LETNEJ SEZÓNE 2026 Z HĽADISKA PODZEMNÝCH VÔD

**Lucia Hagara Pivarčiová, Samuel Radič, Michaela Blažeková**
Slovenský hydrometeorologický ústav

*Korešpondenčný autor: Lucia Hagara Pivarčiová, Slovenský hydrometeorologický ústav, Bôrická cesta 103, 011 13 Žilina, Slovensko, email: Lucia.Hagara-Pivarciova@shmu.sk*

## ABSTRAKT

Hodnotenie hydrologickej situácie v lete 2026 na Slovensku sa uskutočnilo na základe prevádzkových údajov nameraných na vybraných monitorovacích objektoch štátnej hydrologickej siete podzemných vôd Slovenského hydrometeorologického ústavu. Pokles zásob podzemnej vody na monitorovacích objektoch sa pozoruje už od začiatku kalendárneho roka 2026. Letné mesiace priniesli rekordne vysoké teploty a minimálne zrážky, čo spôsobilo pokles hladiny podzemnej vody a výdatnosti prameňov výrazne pod ich dlhodobý priemer. Tento nepriaznivý stav zasiahol všetky povodia na Slovensku. Počas celého leta pretrvávala najkritickejšia situácia v povodí rieky Bodrog, kde sa hodnoty hladiny podzemnej vody a výdatnosti prameňov na viacerých monitorovacích objektoch priblížili k hodnotám dlhodobého minima alebo dokonca klesli pod túto hodnotu. Na konci augusta bol zaznamenaný pokles hladiny podzemnej vody a výdatnosti prameňov u 85 % z celkového počtu monitorovaných objektov. Priemerný pokles hodnôt v rámci jednotlivých povodí sa pohyboval v rozsahu 0,3 až 0,8 m. Aktuálne údaje naznačujú rastúcu citlivosť na zmeny v dopĺňaní zásob podzemnej vody. Reakcia podzemnej vody na zrážky je oneskorená. Podmienky sucha v podzemných štruktúrach tak môžu pretrvávať celé mesiace, kým infiltrácia cez pôdne horizonty nezabezpečí opätovný vzostup hladín .

**Kľúčové slová:** hydrologická situácia, podzemná voda, dlhodobý priemer, sucho

## ÚVOD

Hydrologické sucho v podzemných vodách je spôsobené dlhodobým poklesom hladiny podzemnej vody a výdatnosti prameňov pod referenčné hodnoty charakteristické pre dané obdobie. Na rozdiel od meteorologického a pôdneho sucha sa v zvodnených systémoch prejavuje s časovým oneskorením v rozsahu niekoľkých týždňov až mesiacov. Tento posun je podmienený hydrogeologickými vlastnosťami nenasýtenej zóny, akumulačnou schopnosťou kolektorov a celkovou dynamikou prúdenia podzemných vôd. V dôsledku toho trvá výrazne dlhšie, kým sa deficit zrážok a zvýšená evapotranspirácia prejavia v kvantitatívnom stave podzemných vôd. Rovnako pomalší je aj následný proces hydrogeologickej obnovy, ktorý môže v hlbších štruktúrach prebiehať rádovo mesiace až roky (Fendeková a kol., 2017). Letné obdobie roku 2026 sa na území Slovenska prejavilo ako mimoriadne nepriaznivé z hľadiska vývoja meteorologického, hydrologického aj pôdneho sucha. Pretrvávajúci deficit zrážok v priebehu celého roka 2026 vyvrcholil v júli a auguste, kedy sa hydrologické sucho v podzemných vodách rozvinulo v najväčšej intenzite. Operatívne dáta Slovenského hydrometeorologického ústavu (SHMÚ) v tomto období potvrdili plošný a na mnohých monitorovacích objektoch aj výraznejší pokles hladiny podzemnej vody a výdatnosti prameňov.

## METÓDY

Cieľom práce je na základe štatistického porovnania priemerných mesačných hodnôt s dlhodobým mesačným priemerom referenčného obdobia 1981 – 2010 zhodnotiť výskyt úrovne sucha v monitorovaných objektoch Štátnej hydrologickej siete v mesiacoch jún, júl a august v roku 2026 a porovnať ho s rovnakým obdobím roka 2025.

Na analýzu a hodnotenie hydrologického sucha v podzemnej vode bola použitá štatistická metóda SANDRE vyvinutá vo francúzskej inštitúcii SANDRE (SANDRE, 2026).
Táto metóda je založená na štatistickom porovnaní priemerných mesačných hodnôt v hodnotenom období s dlhodobým mesačným priemerom referenčného obdobia, ktoré má ucelený a neprerušený rad meraní. Na základe tohto štatistického spracovania je pre každý mesiac samostatne vytvorených 5 kategórií, kde sú hraničné hodnoty kvantilov $\varphi_{10\%}$, $\varphi_{40\%}$, $\varphi_{60\%}$, $\varphi_{90\%}$ pre úroveň hladiny podzemnej vody a $Q_{10\%}$, $Q_{40\%}$, $Q_{60\%}$, $Q_{90\%}$ pre hodnoty výdatnosti prameňov. Kategória 1 reprezentuje sucho, 2 podpriemer, 3 normál, 4 nadpriemer a 5 vlhko (Tab. 1).

**Tabuľka 1. Kategórie hodnotenia sucha**

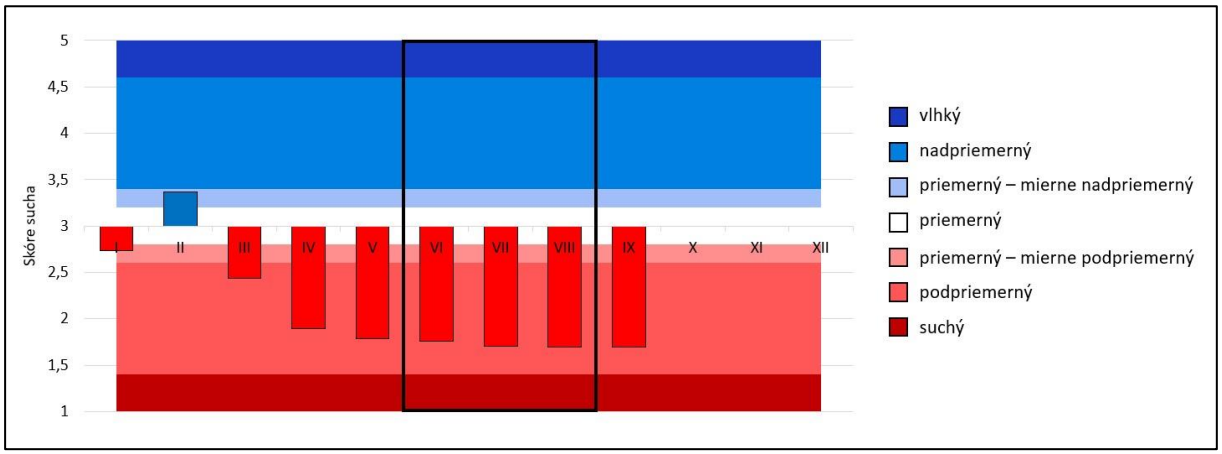
| **Úroveň hladiny podzemnej vody a výdatnosť prameňov** | **Hodnota** | **Popis** |
|---|---|---|
| Výrazne nižšia ako dlhodobý priemer referenčného obdobia (1981 – 2010) < $\varphi_{10\%}$; < $Q_{10\%}$ | 1 | sucho |
| Nižšia ako dlhodobý priemer referenčného obdobia (1981 – 2010) $\varphi_{10\%}$ - $\varphi_{40\%}$; $Q_{10\%}$ - $Q_{40\%}$ | 2 | mierne sucho |
| Zodpovedajúca dlhodobému priemeru referenčného obdobia (1981 – 2010) $\varphi_{40\%}$ - $\varphi_{60\%}$; $Q_{40\%}$ - $Q_{60\%}$ | 3 | normál |
| Vyššia ako dlhodobý priemer referenčného obdobia (1981 – 2010) $\varphi_{60\%}$ - $\varphi_{90\%}$; $Q_{60\%}$ - $Q_{90\%}$ | 4 | mierne nadpriemerná hladina/výdatnosť |
| Výrazne vyššia ako dlhodobý priemer referenčného obdobia (1981 – 2010) > $\varphi_{90\%}$; > $Q_{90\%}$ | 5 | nadpriemerná hladina/výdatnosť (vlhko) |

## VÝSLEDKY A DISKUSIA

Hodnotenie sucha v podzemných vodách bolo realizované na základe operatívnych údajov nameraných na vybraných monitorovacích objektoch Štátnej hydrologickej siete (ŠHS) podzemných vôd Slovenského hydrometeorologického ústavu (SHMÚ). Do hodnotenia vstupovalo 156 referenčných monitorovacích objektov, čo predstavuje takmer 10 % celkového počtu monitorovacích objektov v rámci ŠHS. Uvedené monitorovacie objekty poskytujú aktuálne údaje a parametre online na webovej stránke SHMÚ v sekcii Podzemné vody a výskyt sucha (https://www.shmu.sk/sk/?page=1&id=pzv_kvantita). Údaje boli vyhodnocované v mesačnom kroku a porovnávané s referenčným obdobím 1981 – 2010.

Pokles hodnôt hladiny podzemnej vody a výdatnosti prameňov v objektoch ŠHS pozorujeme na území Slovenska už od začiatku kalendárneho roka 2026 (Obr. 1). Mierne nadpriemerný stav hladiny podzemnej vody a výdatnosti prameňov bol zaznamenaný iba v úvode roka v mesiaci február, a to najmä vďaka výskytu významnejších úhrnov atmosférických zrážok v tretej januárovej dekáde. Nasledujúce jarné mesiace s nedostatkom snehovej pokrývky a atmosférických zrážok v kombinácii s vysokými teplotami vzduchu spôsobili postupný výrazný pokles hladiny podzemnej vody a výdatnosti prameňov. Letné mesiace priniesli dlhotrvajúce obdobia s rekordne vysokými teplotami vzduchu a minimom zrážok, čo spôsobilo výrazne nižšie úrovne hladiny podzemnej vody a výdatnosti prameňov v porovnaní s ich dlhodobým priemerom. Takýto stav bol pozorovaný vo všetkých povodiach na Slovensku (povodie Moravy, Dunaja, Váhu, Hrona, Ipľa, Slanej, Bodvy, Hornádu a Bodrogu). Postupný klesajúci trend úrovne hladiny podzemnej vody a výdatnosti prameňov vyvrcholil v mesiaci august, ktorý bol na základe operatívnych údajov vyhodnotený ako najsuchší mesiac kalendárneho roka

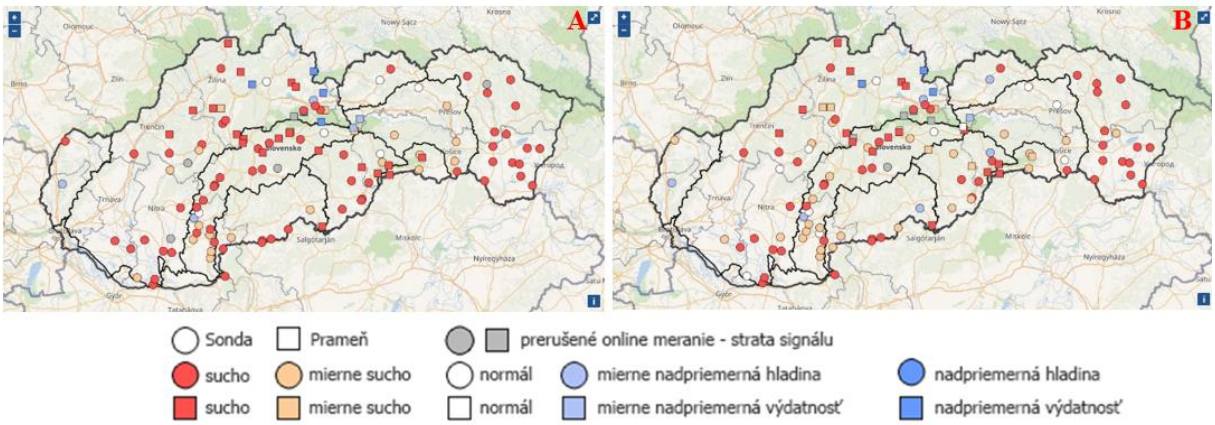
2026. Na začiatku jesenného obdobia, v septembri, sa situácia v podzemných vodách výrazne nezmenila, pokračoval podpriemerný stav, ktorý bol spôsobený nízkymi úhrnmi zrážok a vysokými teplotami.




**Obr. 1. Mesačný vývoj vodnosti v podzemných vodách v kalendárnom roku 2026.**

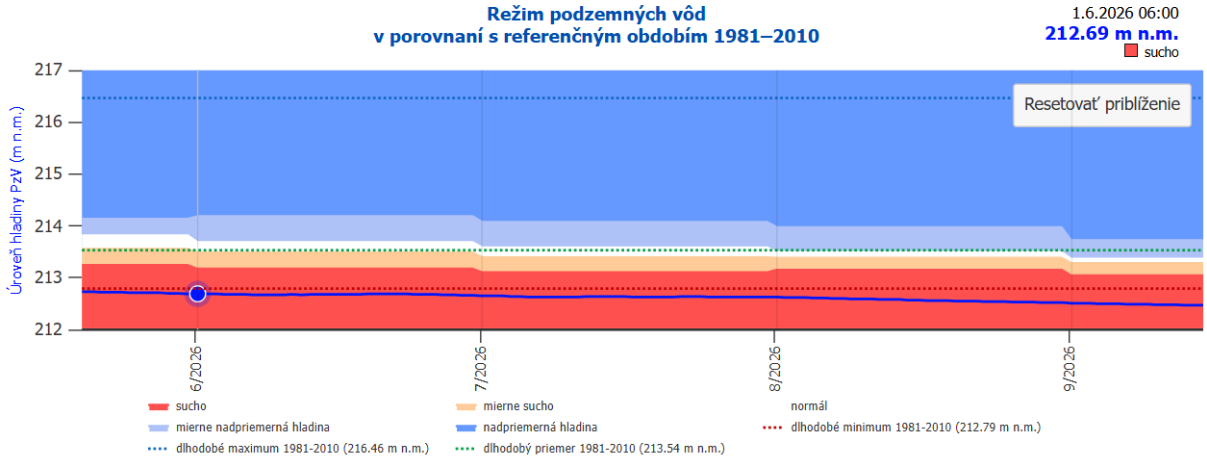
### *Situácia v podzemných vodách v júni 2026*

Na začiatku mesiaca jún 2026 bol na území Slovenska zaznamenaný stav mierneho sucha až sucha (hodnoty rovné a nižšie ako $Q_{40\ (1981-2010)}$ a $Q_{10\ (1981-2010)}$) vo viac ako 70 % sledovaných monitorovacích objektov (Obr. 2A). Klesajúci trend úrovní hladiny a výdatností v priebehu mesiaca bol zaznamenaný v 84 % z celkového počtu monitorovaných objektov (Obr. 2B). K prechodnému zlepšeniu situácie došlo len lokálne v oblastiach stredného Slovenska, kde boli zaznamenané najvyššie úhrny zrážok, predovšetkým vo vyšších nadmorských výškach (horná časť povodia Váhu, Hrona a Hornádu). Nepriaznivá situácia bola v povodiach Bodvy, Bodrogu a Slanej, kde namerané hodnoty hladiny podzemnej vody a výdatnosti prameňov na konci mesiaca boli na úrovni stavu mierneho sucha až sucha.




**Obr. 2. Stav úrovne hladiny podzemnej vody a výdatnosti prameňov 1.6.2026 (A) a 30.6.2026 (B).**

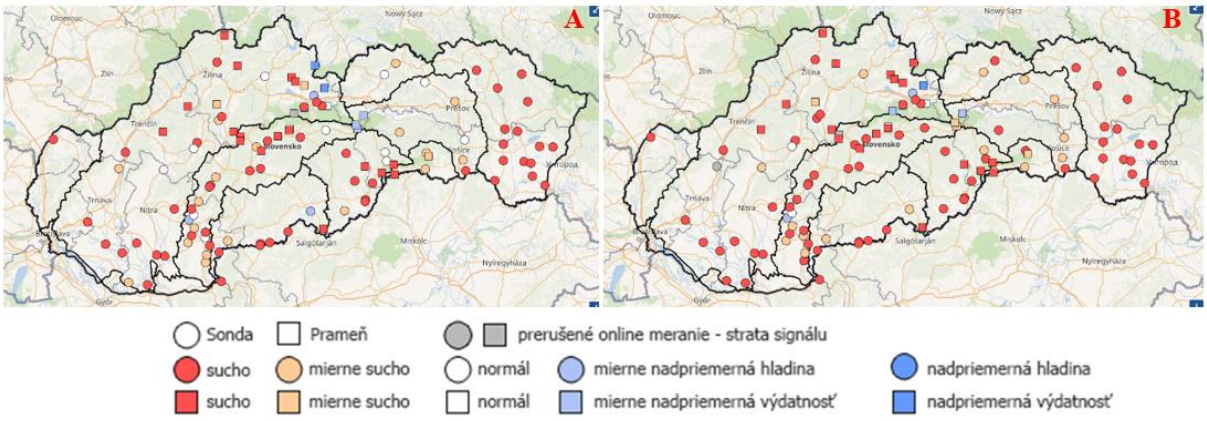
Najnepriaznivejšia situácia pretrvávala v povodí Bodrogu, kde sa vo viacerých pozorovacích objektoch hladina podzemnej vody približovala k hranici dlhodobého minima alebo dokonca klesla pod jeho úroveň. V sonde č. 1313 Dubinné v povodí Bodrogu úroveň hladiny podzemnej vody v mesiaci jún (212,66 m n. m.) klesla pod hranicu dlhodobého minima (212,79 m n. m.) (Obr. 3). Hodnoty klesli pod dlhodobé minimum v takmer 11 % monitorovaných objektov (SHMÚ, 2026a).




**Obr. 3. Úroveň hladiny podzemnej vody v sonde č. 1313 Dubinné (povodie Bodrogu) pod hranicou dlhodobého minima v mesiacoch jún – august 2026.**

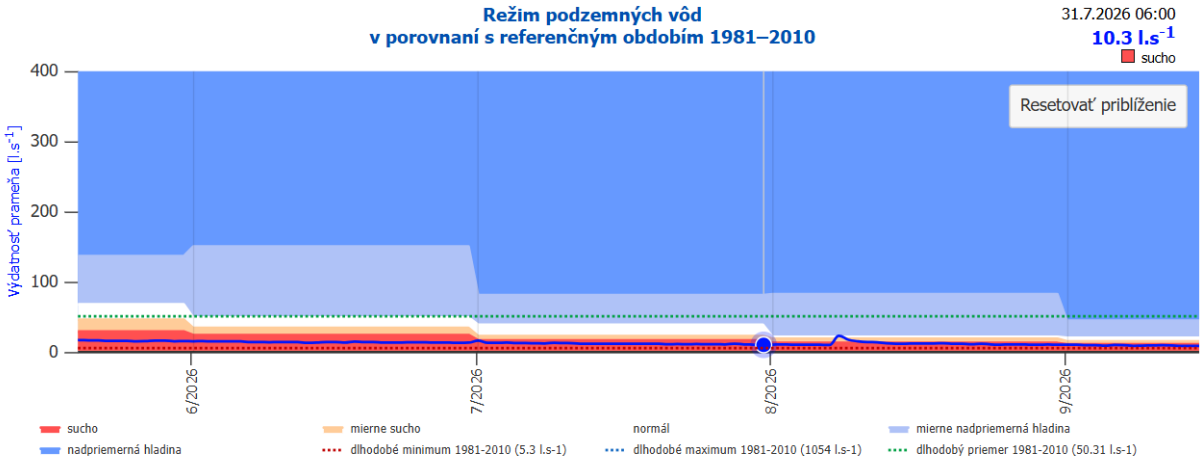
### *Situácia v podzemných vodách v júli 2026*

Na začiatku mesiaca júl 2026 bol na území Slovenska zaznamenaný stav mierneho sucha až sucha (hodnoty rovné a nižšie ako $Q_{40\ (1981-2010)}$ a $Q_{10\ (1981-2010)}$) vo viac ako 75 % sledovaných monitorovacích objektov (Obr. 4A). Klesajúci trend úrovní hladiny a výdatností v priebehu mesiaca bol zaznamenaný v takmer 89 % z celkového počtu monitorovaných objektov (Obr. 4B). Oproti mesiacu jún sa situácia zhoršila v povodiach Dunajca a Popradu, Hornádu, Hrona, Ipľa a Váhu, kde ku koncu mesiaca dosahovali namerané hodnoty hladiny podzemnej vody a výdatnosti prameňov úroveň stavu mierneho sucha až sucha. Nepriaznivá situácia pokračovala v povodiach Bodvy a Slanej, kde sa namerané hodnoty výdatnosti prameňov približovali k hodnotám dlhodobého minima referenčného obdobia.




**Obr. 4. Stav úrovne hladiny podzemnej vody a výdatnosti prameňov 1.7.2026 (A) a 31.7.2026 (B).**

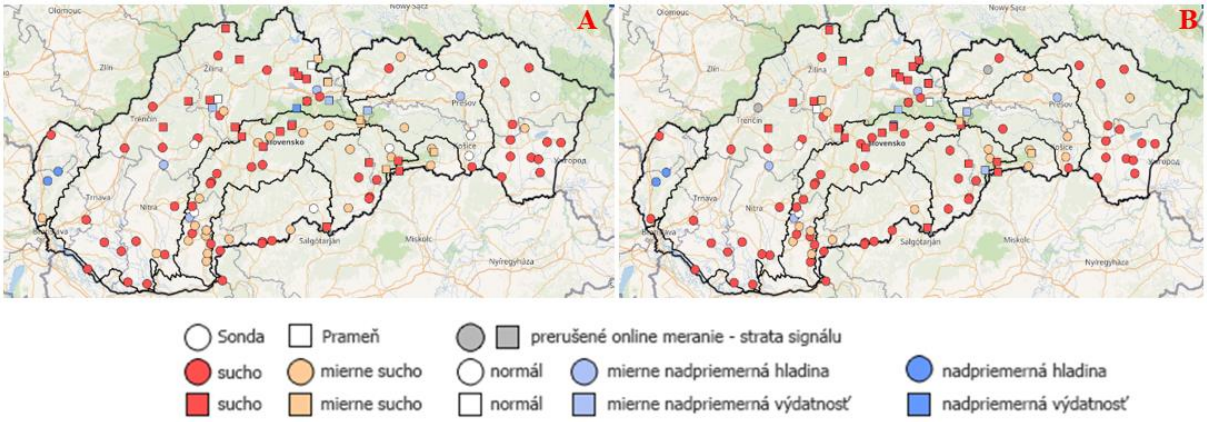
Ako príklad uvádzame prameň Krásnohorská Dlhá Lúka, kde dlhodobý priemer výdatnosti dosahuje hodnotu 50,31 $l.s^{-1}$, avšak namerané hodnoty z konca mesiaca júl (10,3 $l.s^{-1}$) sa približovali hodnote dlhodobého minima 5,3 $l.s^{-1}$ (Obr. 5). Najnepriaznivejšia situácia stále pretrvávala v povodí Bodrogu, kde boli všetky objekty vyhodnotené v stave sucha. Hodnoty klesli pod dlhodobé minimum rovnako ako v júni v takmer 11 % monitorovaných objektov (SHMÚ, 2026b).




**Obr. 5. Priebeh výdatnosti prameňa č. 1862 Krásnohorská Dlhá Lúka (povodie Slanej) v mesiacoch jún - august 2026.**

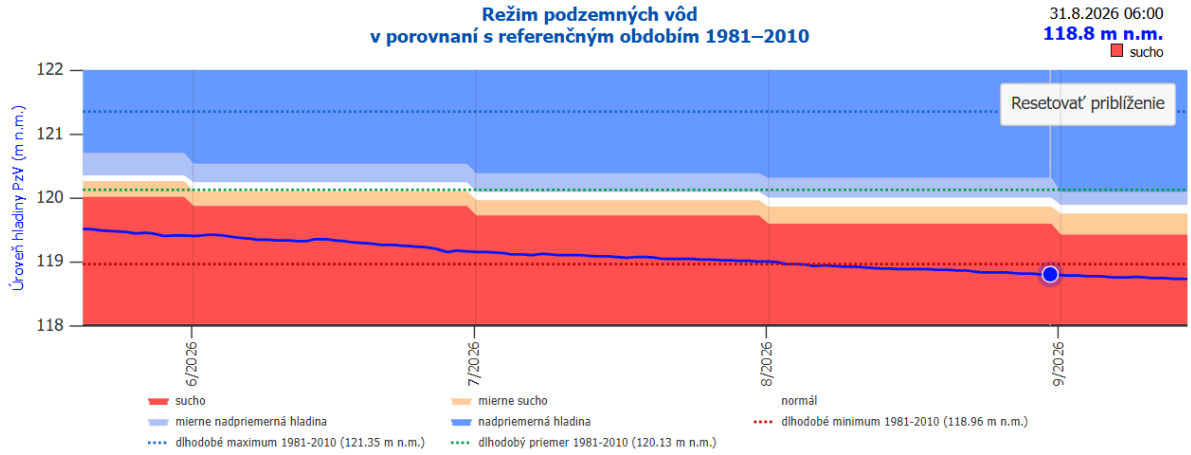
## *Situácia v podzemných vodách v auguste 2026*

Na začiatku mesiaca august 2026 bol na území Slovenska zaznamenaný stav mierneho sucha až sucha (hodnoty rovné a nižšie ako $Q_{40\ (1981-2010)}$ a $Q_{10\ (1981-2010)}$) v takmer 79 % sledovaných monitorovacích objektov (Obr. 6A). Klesajúci trend úrovní hladiny a výdatností v priebehu mesiaca bol zaznamenaný v takmer 85 % z celkového počtu monitorovaných objektov (Obr. 6B). V porovnaní s predchádzajúcim mesiacom júl sa situácia výrazne nezmenila v povodiach Dunajca a Popradu, Hornádu, Hrona, Ipľa, Bodvy, Slanej a Váhu, kde ku koncu mesiaca dosahovali namerané hodnoty hladiny podzemnej vody a výdatnosti prameňov opäť úroveň stavu mierneho sucha až sucha.




**Obr. 6. Stav úrovne hladiny podzemnej vody a výdatnosti prameňov 1.8.2026 (A) a 31.8.2026 (B).**

Najnepriaznivejšia situácia však pretrvávala v povodí Bodrogu, kde sa vo viacerých monitorovaných objektoch hladina podzemnej vody približovala k hranici dlhodobého minima alebo dokonca klesla pod jeho úroveň. V sonde č. 1337 Tibava úroveň hladiny podzemnej vody v mesiaci august klesla pod hranicu dlhodobého minima referenčného obdobia (Obr. 7). Hodnoty klesli pod dlhodobé minimum v takmer 14 % monitorovaných objektov, čo bolo najviac za celé letné obdobie (SHMÚ, 2026c).




**Obr. 7. Úroveň hladiny podzemnej vody v sonde č. 1337 Tibava (povodie Bodrogu) pod hranicou dlhodobého minima.**

### *Porovnanie letného obdobia roka 2025 s rokom 2026*

Porovnanie letných mesiacov dvoch po sebe nasledujúcich rokov odhalilo priestorové aj kvantitatívne rozšírenie hydrologického sucha v podzemných vodách v roku 2026. Kým letná sezóna 2025 niesla znaky premenlivého hydrologického vývoja s lokálnymi výraznejšími zrážkovými udalosťami, rok 2026 sa vyznačoval celoplošným deficitom zrážok.

• Jún (2025 vs. 2026): V júni 2025 bol celkový kvantitatívny stav vyhodnotený ako podpriemerný, pokles pod dlhodobé minimum referenčného obdobia zasiahol iba 7 % vybraných monitorovaných objektov. Povodia Moravy, Dunajca a Popradu vykazovali nadpriemerný stav, Hornád bol na úrovni normálu a podpriemerné stavy boli zaznamenané najmä v povodiach Bodvy, Hrona, Ipľa, Slanej a Váhu, pričom v stave sucha bolo iba povodie Bodrogu. V júni 2026 však došlo k rozšíreniu sucha aj do predtým stabilných povodí (Morava, Hornád, Malý Dunaj), pričom kulminácia poklesov sa presunula do povodí Ipľa, Slanej, Hornádu a Bodrogu.

• Júl (2025 vs. 2026): V júli 2025 sa situácia v podzemnej vode medzimesačne stabilizovala vplyvom relatívne pravidelných atmosférických zrážok, hoci celkovo mesiac zotrval v podpriemerných hodnotách s 8 % objektov pod hranicou dlhodobého minima. Pretrvával nadpriemerný stav v povodí Moravy a v stave sucha zotrval len Bodrog. V porovnaní s týmto stavom zasiahlo júl 2026 celoplošné sucho, s výnimkou úzkych vysokohorských oblastí povodí Dunajca a Popradu, Váhu a Hrona.

• August (2025 vs. 2026): V auguste 2025 prevládali dlhšie obdobia bez výskytu atmosférických zrážok, v dôsledku čoho došlo k zhoršeniu situácie v podzemnej vode takmer vo všetkých povodiach, okrem Moravy a Slanej. Podiel vybraných monitorovacích objektov, v ktorých hladina podzemnej vody a výdatnosť prameňov klesli pod dlhodobé minimum referenčného obdobia, dosiahol 13 %. August bol zároveň z hľadiska zásob podzemnej vody vyhodnotený ako najsuchší mesiac roka 2025. Ešte nepriaznivejšiu situáciu z pohľadu zásob podzemnej vody sme však pozorovali v auguste 2026. Plošný pokles zásob podzemnej vody postihol aj povodie Moravy, ktoré bolo v roku 2025 relatívne stabilné, a zasiahol celú hydrologickú sieť v povodiach Váhu, Hrona, Slanej, Bodvy a Bodrogu.

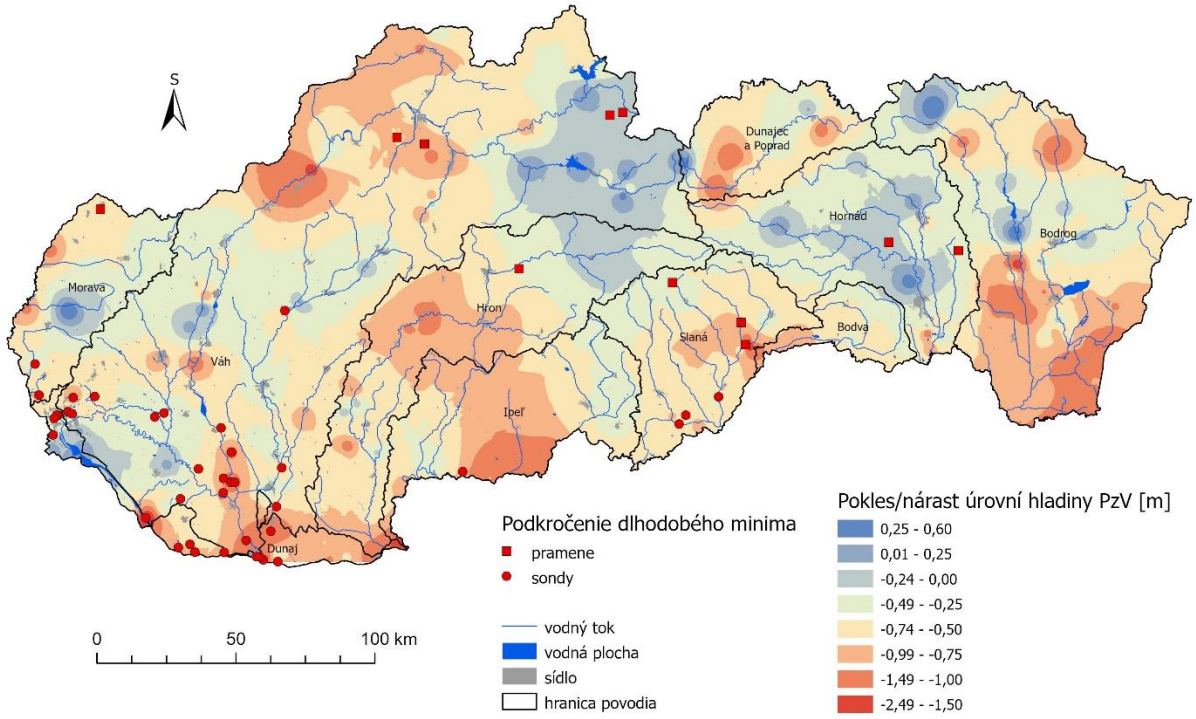
### *Nárasty a poklesy hladín podzemnej vody*

V podzemných vodách sme v priebehu leta 2026 zaznamenávali rekordne nízke úrovne hladiny podzemnej vody a výdatnosti prameňov. Na priloženej mape sú znázornené poklesy

(svetlomodrá až červená) a nárasty (modrá) úrovní hladiny podzemnej vody, ako aj hodnoty pod úrovňou dlhodobých miním v období najnižších stavov. Prakticky na celom území Slovenska sme pozorovali pokles úrovní hladiny podzemnej vody v porovnaní s dlhodobým priemerom (od začiatku pozorovania), pričom priemerný pokles hodnôt v rámci jednotlivých povodí bol v rozsahu 0,3 až 0,8 m (Obr. 8).

Najvýraznejšie poklesy hladiny podzemnej vody od 0,75 do 1,5 m sa prejavili v dolnej časti povodia Bodrogu, dolnej časti povodia Dunaja, dolnej časti povodia Váhu, strednej a dolnej časti povodia Hrona, v celom povodí Ipľa, Slanej, Dunajca a Popradu, a takisto aj v oblasti Kysúc a Javorníkov. Tieto poklesy odzrkadľujú nedostatok zrážok v uvedených lokalitách a rovnako aj ich zložitú geologickú stavbu (pozri odsek Rizikové územia podzemnej vody). Menšie poklesy (do 0,25 m) boli zaznamenané pod Vodným dielom Gabčíkovo, v hornej časti povodia Váhu (Liptov a Tatry) a povodia Hornádu.

Nárast hladiny podzemnej vody sa prejavil najmä v oblastiach s vyššou nadmorskou výškou, kde sa vyskytli najvyššie úhrny zrážok, a taktiež v okolí vodných nádrží Gabčíkovo, Liptovská Mara, Oravská priehrada a Ružín. Spomínané vodné nádrže majú vplyvom presakovania vody do podložia pozitívny vplyv na stav hladiny podzemnej vody v bezprostrednom okolí. Špecifickou oblasťou je Záhorská nížina v povodí Moravy, kde boli tiež zaznamenané lokálne nárasty hladín. Je to spôsobené najmä prítomnosťou hlbších zvodnených vrstiev s vysokou kapacitou akumulácie, ktoré majú oneskorenú odozvu na nedostatok atmosférických zrážok (SHMÚ, 2026d).




**Obr. 8. Pokles/nárast úrovní hladiny podzemnej vody (júl 2026).**

### *Rizikové územia podzemnej vody*

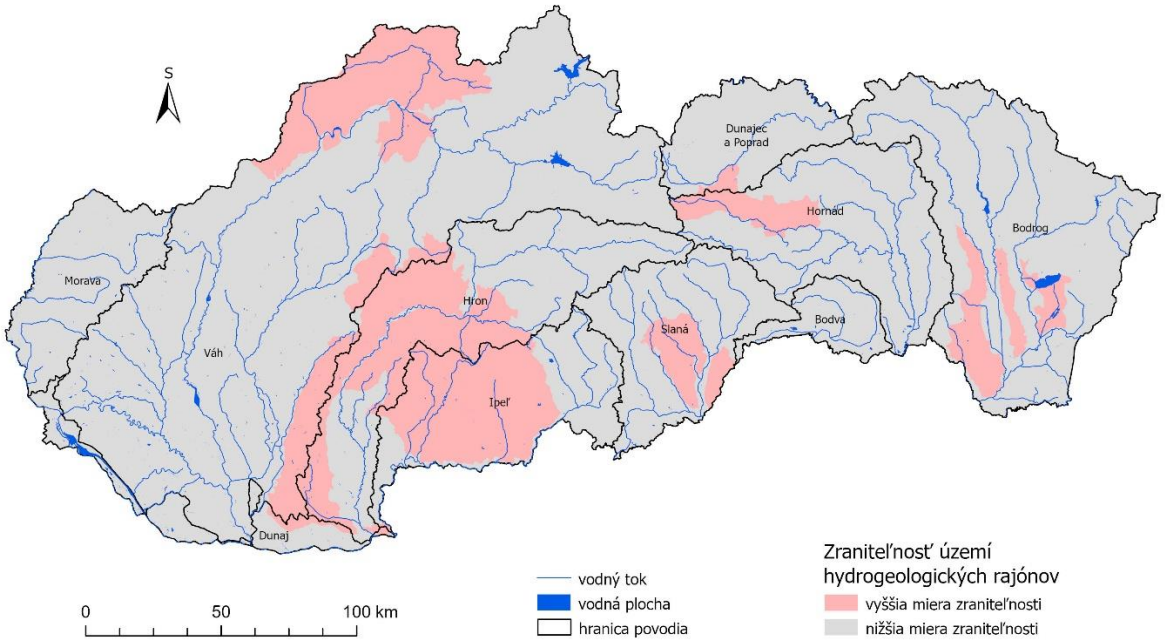
Zásoby podzemnej vody sú v rámci Vodohospodárskej bilancie SR kvantifikované ako využiteľné množstvá podzemnej vody. Tie sa pre jednotlivé zdroje stanovujú na základe schválených hydrogeologických správ podľa zistených parametrov (ako sú čerpacie skúšky, dlhodobé pozorovanie výdatnosti prameňov, meranie úrovne hladiny podzemnej vody). Tieto využiteľné množstvá sú v rámci Vodohospodárskej bilancie (SHMÚ, 2025) porovnávané so

skutočným odberom podzemnej vody. Na základe tohto bilančného hodnotenia sa v oblastiach, kde sa prejavilo sucho najvýraznejším poklesom hladín podzemnej vody a výdatností prameňov v porovnaní s dlhodobým priemerom (pozri odsek Nárasty a poklesy hladín podzemnej vody), dajú vyčleniť rizikové územia, v ktorých môže dôjsť k výraznejšiemu zníženiu disponibilných zásob podzemnej vody (Obr. 9). Tieto rizikové oblasti sú podmienené najmä geologickou stavbou, ktorá determinuje ich horšie vodozádržné vlastnosti, čo vedie k pomalšiemu dopĺňaniu zásob.

Sú to najmä:

- Neogénne sedimenty a neovulkanity v povodí dolného Dunaja
- Neovulkanity a neogénne sedimenty v povodí dolného Hrona a Ipľa
- Paleogénne sedimenty (flyš) a kryštalinikum v oblasti Kysúc, Javorníkov a Bielych Karpát
- Neogénne sedimenty a neovulkanity v povodí Slanej
- Neogénne sedimenty a paleozoikum v oblasti Východoslovenskej nížiny
- Paleogén v povodí Popradu a Dunajca

V ostatných oblastiach s priaznivejším geologickým zložením je globálny potenciál zásob podzemnej vody stále dostatočný. Problém však môže nastávať aj tu pri dlhšie trvajúcich epizódach sucha, najmä v menších lokálnych zdrojoch podzemnej vody, kde sa využíva podzemná voda z plytších kolektorov a s nižšou priepustnosťou vodonosných vrstiev.




**Obr. 9. Rizikové územia z pohľadu disponibilných zásob podzemnej vody.**

## ZÁVER

Predložené výsledky ukázali nepriaznivý vývoj zásob podzemných vôd a rozšírenie sucha aj do lokalít, kde v roku 2025 bola situácia ešte relatívne stabilná. Mesiac august bol vyhodnotený ako najsuchší mesiac kalendárneho roka 2026, kedy podpriemernú hladinu podzemnej vody a výdatnosť prameňov dosahovalo až 90 % z celkového počtu vybraných monitorovacích objektov. V auguste bol navyše zaznamenaný najvyšší podiel objektov vykazujúcich hodnoty pod úrovňou dlhodobého minima referenčného obdobia 1981 – 2010.
Medziročné porovnanie s rokom 2025 odhalilo zhoršenie hydrologickej situácie. Kým v lete 2025 vykazovali povodia Moravy či Dunajca a Popradu nadpriemerné stavy, v roku 2026 sa sucho rozšírilo aj do týchto oblastí. Výnimkou bola len oblasť Záhorskej nížiny v povodí Moravy, kde boli zaznamenané lokálne nárasty hladín. Tento jav je hydrogeologicky podmienený prítomnosťou hlbších zvodnených vrstiev s vysokou kapacitou akumulácie, ktoré vykazujú výrazne dlhšie časové oneskorenie odozvy na atmosférický deficit, vďaka čomu lepšie tlmia krátkodobé klimatické extrémy.
Prepojením štatistických výsledkov s Vodohospodárskou bilanciou SR boli explicitne vyčlenené rizikové územia s nepriaznivými vodozádržnými vlastnosťami a pomalým dopĺňaním zásob podzemných vôd, viazané najmä na neogénne sedimenty, neovulkanity, flyš a kryštalinikum (povodia dolného Dunaja, Hrona, Ipľa, Slanej, Popradu a Východoslovenská nížina). Získané poznatky naznačujú, že pretrvávajúci deficit z leta 2026 môže v dôsledku zotrvačnosti hydrogeologických štruktúr negatívne ovplyvňovať disponibilné množstvá podzemnej vody aj v dlhšom časovom horizonte.

## LITERATÚRA

Fendeková, M., Poórová, J., Slivová, V., Eds. (2017): Hydrologické sucho na Slovensku a jeho prognóza vývoja (Hydrological drought in Slovakia and its forecast development). Univerzita Komenského Bratislava, monografia, ISBN 978-80-223-4510-1.

SANDRE (2026): Service d'administration nationale des données et référentiels sur l'eau ( French Data Reference Centre for Water). Dostupné na webovej stránke https://sandre.eaufrance.fr/v2/.

SHMÚ (2025): Vodohospodárska bilancia množstva podzemnej vody za rok 2024. SHMÚ, Úsek Hydrologická služba, Vodohospodárska bilancia množstva podzemnej vody. Dostupné na stránke https://www.shmu.sk/sk/?page=1834.

SHMÚ (2026a): Hodnotenie hydrologickej situácie v mesiaci jún 2026 (Assessment of the hydrological situation in June 2026). Aktuality SHMÚ, Úsek Hydrologická služba, Úsek Centrum predpovedí a výstrah, publikované 15. 7. 2026. Dostupné na: https://www.shmu.sk/sk/?page=2049&id=1764.

SHMÚ (2026b): Hodnotenie hydrologickej situácie v mesiaci júl 2026 (Assessment of the hydrological situation in July 2026). Aktuality SHMÚ, Úsek Hydrologická služba, Úsek Centrum predpovedí a výstrah, publikované 8. 8. 2026. Dostupné na: https://www.shmu.sk/sk/?page=2049&id=1775.

SHMÚ (2026c): Hodnotenie hydrologickej situácie v mesiaci august 2026 (Assessment of the hydrological situation in August 2026). Aktuality SHMÚ, Úsek Hydrologická služba, Úsek Centrum predpovedí a výstrah, publikované 21. 9. 2026. Dostupné na: https://www.shmu.sk/sk/?page=2049&id=1783.

SHMÚ (2026d): Klimatologické a hydrologické zhodnotenie leta 2026 (Climatological and hydrological assessment of summer 2026). Aktuality SHMÚ, Úsek Hydrologická služba, Úsek Centrum predpovedí a výstrah, published 18. 9. 2026. Dostupné na: https://www.shmu.sk/sk/?page=2049&id=1781.

# KALIBRÁCIA PÔDNYCH VLHKOMEROV TOMST V PODMIENKACH EXTRÉMNEHO PÔDNEHO SUCHA

**Samuel Kováč, Elena Aydin, Zlatica Muchová**
Ústav krajinného inžinierstva, Slovenská poľnohospodárska univerzita v Nitre

*Korešpondenčný autor: Samuel Kováč, Ústav krajinného inžinierstva, Fakulta záhradníctva a krajinného inžinierstva SPU, Hospodárska 7, 949 76 Nitra, Slovensko, email: xkovacs1@uniag.sk*

## ABSTRACT

Continuous soil moisture monitoring provides crucial information about the soil water regime and water availability for plants. Within an ongoing project focused on strip cropping of corn and winter barley, TMS-4 dataloggers are used for indirect soil water content measurement at the experimental site in the Kolíňany cadastral area, Slovakia. Since these devices record the sensor response as a raw signal depending on the soil's dielectric properties, local calibration is required to convert it into volumetric water content. The originally planned field calibration could not be reliably performed due to extreme soil drought, high soil hardness, and the formation of cracks up to approximately 20 cm deep, which prevented the extraction of undisturbed soil samples and the use of a reference probe ML3x. Therefore, this study aimed to establish a calibration relationship between the TMS-4 signal and volumetric soil water content under controlled laboratory conditions. The calibration was conducted on a disturbed soil sample collected from the experimental site. By gradually adding water, six moisture states were created, ranging from the initial moisture content to full soil saturation. At each state, the volumetric water content was determined using the gravimetric method from three subsamples and assigned to the stabilized datalogger signal. The obtained relationship was described by a second-degree polynomial regression with a coefficient of determination of $R^2 = 0.978$. The model indicates a very strong relationship between the sensor signal and the volumetric soil water content. The derived calibration equation allows for a reliable conversion of the TMS-4 signal within the experimental range and represents an essential basis for evaluating data from the subsequent field monitoring.

**Keywords:** water in the landscape, soil moisture, TMS datalogger, calibration, strip cropping

## ÚVOD

Vlhkosť pôdy sa môže v prírodných podmienkach pohybovať vo veľmi širokom rozpätí – od hodnôt blížiacich sa k bodu vädnutia počas horúcich a suchých letných dní až po stav plnej vodnej kapacity počas dlhotrvajúceho dažďa s vysokou intenzitou (Antal et al., 2014). Kontinuálne monitorovanie preto umožňuje podrobnejšie hodnotiť dynamiku pôdnej vlhkosti a reakciu pôdy na meniace sa environmentálne podmienky.

Referenčnou metódou stanovenia pôdnej vlhkosti je gravimetrická metóda. Hoci poskytuje priame a spoľahlivé výsledky, je deštruktívna, časovo náročná a nie je vhodná na nepretržité meranie. Elektromagnetické snímače umožňujú pôdnu vlhkosť zaznamenávať opakovane a vo vysokom časovom rozlíšení. Vodu však neurčujú priamo, ale prostredníctvom odozvy senzora na dielektrické vlastnosti pôdy, ktoré úzko súvisia s množstvom prítomnej vody (Topp et al., 1980).

TMS-4 datalogger je kompaktné zariadenie určené na dlhodobé monitorovanie pôdnej vlhkosti a teploty. Snímač pôdnej vlhkosti pracuje na princípe Time Domain Transmission (TDT) a zaznamenáva surový signál, ktorý je potrebné pomocou kalibračného vzťahu previesť na objemovú vlhkosť pôdy (Wild et al., 2019; Jačka et al., 2023). Odozvu elektromagnetických snímačov môžu okrem samotnej vlhkosti ovplyvňovať aj pôdny druh, objemová hmotnosť, obsah organickej hmoty, salinita, teplota a kontakt senzora s pôdou. Všeobecné alebo výrobcom stanovené kalibračné vzťahy preto nemusia dostatočne vystihovať podmienky konkrétnej pôdy, najmä v prípade ťažkých pôd. Viaceré práce poukazujú na to, že pôdne špecifická kalibrácia

môže zvýšiť spoľahlivosť stanovenia objemovej vlhkosti pôdy (Vaz et al., 2013; Matula et al., 2016).
TMS-4 dataloggery sú využívané v prebiehajúcom projekte SPU v Nitre zameranom na hodnotenie pásového striedania plodín a rozdielnych spôsobov obrábania pôdy na experimentálnej lokalite v Kolíňanoch. Na správne vyhodnotenie následných terénnych meraní je potrebné poznať vzťah medzi signálom senzora a objemovou vlhkosťou pôdy v podmienkach tejto lokality. Pôvodne plánovanú terénnu kalibráciu však nebolo možné spoľahlivo uskutočniť. V dôsledku výrazného deficitu zrážok a extrémneho vysychania pôdneho profilu došlo k extrémnemu zvýšeniu penetračného odporu pôdy a k tvorbe trhlín (siahajúcich miestami až do hĺbky 20 cm). Tieto limitujúce faktory znemožnili štandardný odber neporušených pôdnych vzoriek, ako aj pokus o nepriamu in-situ kalibráciu pomocou referenčnej sondy ML3x, a to z dôvodu nemožnosti zabezpečiť jej dokonalý kontakt s preschnutou pôdou. Z tohto dôvodu bolo nevyhnutné pristúpiť k alternatívnemu riešeniu - kalibrácii v kontrolovaných laboratórnych podmienkach. Cieľom príspevku bolo vytvoriť kalibračnú rovnicu vyjadrujúcu vzťah medzi surovým signálom TMS-4 dataloggera a objemovou vlhkosťou pôdy stanovenou gravimetrickou metódou.

## ZÁUJMOVÁ LOKALITA A METÓDY

Pôdna vzorka použitá pri laboratórnej kalibrácii bola odobratá z experimentálnej lokality Dolná Mika (obr. 1), nachádzajúcej sa medzi obcami Kolíňany a Žirany v blízkosti Nitry. Na lokalite je založené pásové striedanie kukurice siatej a jačmeňa ozimného v pásoch so šírkou 36 m. Experimentálna plocha je rozdelená podľa spôsobu obrábania pôdy na časť obrábanú technológiou strip-till a časť s konvenčným obrábaním.



**Obr. 1. Ortofotomapa záujmového územia Dolná Mika (Muchová, 2026).**

Na kalibráciu bol použitý jeden datalogger TMS-4. Zariadenie zaznamenáva teplotu pomocou troch teplotných snímačov a pôdnu vlhkosť prostredníctvom senzora pracujúceho na princípe TDT. Výstupom snímača pôdnej vlhkosti je surový signál závislý od dielektrických vlastností pôdy, ktorý nemožno priamo považovať za objemovú vlhkosť pôdy (Wild et al., 2019).
Z experimentálnej lokality bola odobratá porušená pôdna vzorka. Odobratá pôda bola v laboratóriu mechanicky pôdneho skeletu a makro-organických zvyškov (koreňov a pozberových zvyškov). Pre dosiahnutie maximálnej homogenity bola následne preosiata cez laboratórne sito. Na určenie množstva pôdy potrebného na naplnenie kalibračnej nádoby s

objemom 2 L a na výpočet množstva vody pridávaného v jednotlivých krokoch boli použité referenčné hodnoty redukovanej objemovej hmotnosti pôdy (1,578 g·cm$^{-3}$) a pórovitosti pôdy (45,2 % obj.). Tieto charakteristiky boli stanovené z neporušených pôdnych vzoriek, ktoré sa podarilo na experimentálnej lokalite odobrať ešte v skoršom letnom období 2026 (pred nástupom extrémneho sucha). Výpočtu samotných vlastností predchádzalo použitie štandardnej gravimetrickej metódy popísanej Antalom a Igazom (2010).
Počiatočná vlhkosť pôdy bola stanovená z troch čiastkových porušených vzoriek. Pôda bola následne uložená do kalibračnej nádoby a zhutnená tak, aby zodpovedala priemernej redukovanej objemovej hmotnosti. TMS-4 datalogger bol osadený do stredu vzorky tak, aby bol zabezpečený rovnomerný kontakt vlhkostného senzora s pôdou. Pred zaznamenaním prvého kalibračného bodu sa vzorka ponechala 24 hodín na stabilizáciu.



**Obr. 2. Neúspešný pokus o poľnú kalibráciu sondou ML3x (vľavo) a laboratórna kalibrácia TMS-4 senzora (vpravo).**

Kalibrácia prebiehala postupným vytváraním rozdielnych vlhkostných stavov od počiatočnej vlhkosti až po úplné nasýtenie pôdy. Po zaznamenaní stabilizovaného signálu TMS-4 bolo do pôdnej vzorky v jednotlivých krokoch aplikované presne definované množstvo vody (146 mL), ktoré bolo vypočítané na základe pórovitosti pôdy. Pôda bola po každom pridaní vody dôkladne premiešaná, opätovne uložená do kalibračnej nádoby a zhutnená na požadovaný objem. Burns et al. (2014) upozorňujú, že pri kalibrácii je vhodné zachovať konštantnú objemovú hmotnosť pôdy pri všetkých vlhkostných stavoch. V ďalších krokoch experimentu sa preto zohľadnilo aj množstvo pôdy odobraté na gravimetrické stanovenie vlhkosti. Po osadení senzora bola nádoba so vzorkou zabalená do ochrannej fólie, aby sa zabránilo nežiaducemu výparu, a ponechala sa v pokoji na stabilizáciu po dobu 24 hodín. Hoci k samotnému ustáleniu meraného signálu dochádzalo spravidla už po 3 až 4 hodinách, tento 24-hodinový interval bol metodicky dodržaný pre zabezpečenie dokonalého vlhkostného ekvilibria v celom profile vzorky. Pri každom vlhkostnom stave boli odobraté tri čiastkové porušené pôdne vzorky na gravimetrické stanovenie vlhkosti. Rovnaký postup sa opakoval až do dosiahnutia maximálneho zvoleného vlhkostného stavu (Jačka et al., 2023).
Odobraté vzorky boli odvážené vo vlhkom stave a následne vysušené do konštantnej hmotnosti. Hmotnostná (w) a objemová vlhkosť pôdy (Θ) boli určené gravimetricky a vypočítané podľa Antala a Igaza (2010) vzťahmi (1) a (2).

$$w = m_w/m_s \quad (1)$$

$$\Theta = w * \frac{\rho_d}{\rho_w} \quad (2)$$

kde $m_w$ – hmotnosť kvapalnej fázy (g), $m_s$ je hmotnosť suchej pôdy (g), $\rho_d$ predstavuje redukovanú objemovú hmotnosť pôdy (1,578 g.cm$^{-3}$) a $\rho_w$ je hustota kvapalnej fázy (1 g.cm$^{-3}$). Pri výpočte boli využité namerané hodnoty hmotnosti vlhkej pôdy ($m_{t+v}$) a suchej pôdy vo vysúšačke ($m_{s+v}$) a hmotnosť samotnej vysúšačky ($m_v$) (tab. 1).

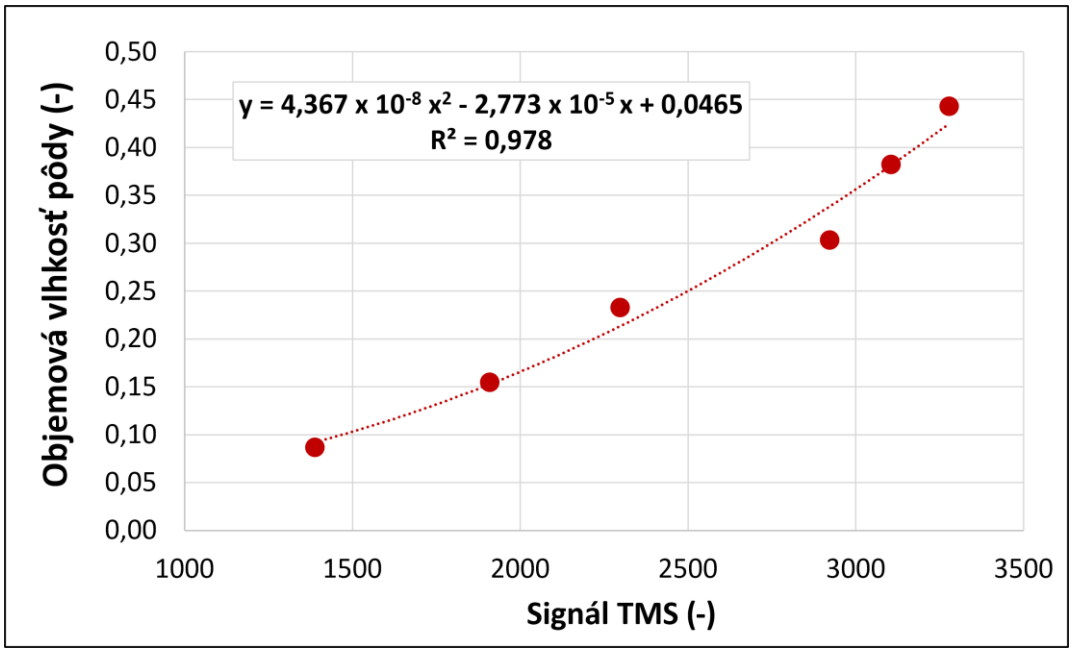
**Tabuľka 1. Cykly laboratórnej kalibrácie**

| Č. cyklu | Č. vzorky | mv (g) | mt + mv (g) | ms + mv (g) | ms (g) | mw (g) | w (hm. %) | Θ (obj. %) | Θ (obj. %) | TMS signál |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | M460 | 30,83 | 75,91 | 73,58 | 42,75 | 2,33 | 5,45 | 8,60 | | |
| 0 | M478 | 27,42 | 92,36 | 88,94 | 61,52 | 3,42 | 5,56 | 8,77 | 8,69 | 1388 |
| | M141 | 30,53 | 91,14 | 87,97 | 57,44 | 3,17 | 5,52 | 8,71 | | |
| | M460 | 30,83 | 77,50 | 73,34 | 42,51 | 4,16 | 9,79 | 15,44 | | |
| 1 | M478 | 27,42 | 68,02 | 64,38 | 36,96 | 3,64 | 9,85 | 15,54 | 15,49 | 1909 |
| | M141 | 30,53 | 73,52 | 69,68 | 39,15 | 3,84 | 9,81 | 15,48 | | |
| | M460 | 30,83 | 57,13 | 53,77 | 22,94 | 3,36 | 14,65 | 23,11 | | |
| 2 | M478 | 27,42 | 51,99 | 48,83 | 21,41 | 3,16 | 14,76 | 23,29 | 23,28 | 2298 |
| | M141 | 30,53 | 54,80 | 51,66 | 21,13 | 3,14 | 14,86 | 23,45 | | |
| | M460 | 30,83 | 45,58 | 43,23 | 12,40 | 2,35 | 18,95 | 29,91 | | |
| 3 | M478 | 27,42 | 38,95 | 37,05 | 9,63 | 1,90 | 19,73 | 31,13 | 30,32 | 2922 |
| | M141 | 30,53 | 46,28 | 43,77 | 13,24 | 2,51 | 18,96 | 29,92 | | |
| | M460 | 30,83 | 40,15 | 38,30 | 7,47 | 1,85 | 24,77 | 39,08 | | |
| 4 | M478 | 27,42 | 34,39 | 33,02 | 5,60 | 1,37 | 24,46 | 38,60 | 38,21 | 3105 |
| | M141 | 30,53 | 38,07 | 36,64 | 6,11 | 1,43 | 23,40 | 36,93 | | |
| | M460 | 30,83 | 50,17 | 46,01 | 15,18 | 4,16 | 27,40 | 43,24 | | |
| 5 | M478 | 27,42 | 45,86 | 41,76 | 14,34 | 4,10 | 28,59 | 45,12 | 44,28 | 3278 |
| | M141 | 30,53 | 48,54 | 44,58 | 14,05 | 3,96 | 28,19 | 44,48 | | |

Pre každý vlhkostný stav bola vypočítaná priemerná objemová vlhkosť z troch pôdnych vzoriek. Táto hodnota bola priradená k priemernému stabilizovanému signálu TMS-4 dataloggera. Vzťah medzi surovým signálom a objemovou vlhkosťou pôdy bol vyhodnotený regresnou analýzou. Výsledkom bola kalibračná rovnica umožňujúca prevod signálu TMS na objemovú vlhkosť pôdy. Miera zhody regresného modelu s nameranými údajmi bola posúdená pomocou koeficientu determinácie ($R^2$).

## VÝSLEDKY A DISKUSIA

Počas laboratórneho experimentu bola preukázaná silná pozitívna korelácia medzi inkrementálnym zvyšovaním objemovej vlhkosti pôdy a odozvou (surovým signálom) TMS dataloggera. Výsledky potvrdili, že senzor reagoval na zmeny množstva vody v pôdnej vzorke v celom skúmanom rozsahu vlhkosti. Priemerné hodnoty objemovej vlhkosti stanovené z troch čiastkových vzoriek boli priradené k stabilizovanému signálu TMS-4 pri jednotlivých vlhkostných stavoch.
Závislosť medzi surovým signálom TMS a referenčnou objemovou vlhkosťou pôdy vykazovala monotónne rastúci nelineárny trend, ktorý bol najvhodnejšie aproximovaný polynomiálnym modelom druhého stupňa (obr. 3.).




**Obr. 3. Polynomiálna kalibračná krivka.**

Regresný model dosiahol koeficient determinácie ($R^2$= 0,978). Táto hodnota znamená, že model vysvetľuje približne 97,8 % variability objemovej vlhkosti v použitom súbore kalibračných údajov. Výsledok poukazuje na veľmi tesný vzťah medzi signálom TMS a referenčnými hodnotami stanovenými gravimetrickou metódou. Podobné výsledky uvádzajú Báťková et al. (2025), ktorí pri hodnotení TMS-4 porovnávali výrobné a vlastné pôdne špecifické kalibračné rovnice. Použitie vlastnej kalibrácie zvýšilo presnosť stanovenia objemovej vlhkosti pôdy. Vysoká hodnota koeficientu determinácie však nie je priamym ukazovateľom absolútnej presnosti senzora, ale potvrdzuje tesnosť zvoleného kalibračného modelu. Vytvorená rovnica umožňuje prevádzať surový signál kalibrovaného TMS dataloggera na objemovú vlhkosť pôdy v rozsahu zahrnutom do laboratórneho experimentu.
Yamamoto (2024) na základe porovnania lineárnych, polynomiálnych a logaritmických modelov uvádza, že vysoká štatistická zhoda polynomiálneho modelu nemusí zaručovať realistické výsledky mimo kalibračného rozsahu a získaná rovnica by sa mala používať iba v rozsahu signálu a pôdnej vlhkosti zahrnutej v kalibrácii.
Význam špecifickej kalibrácie pôdy potvrdili aj Zawilski et al. (2023), ktorí porovnali výsledky výrobnej a lokálnej kalibrácie dielektrických snímačov v ílovitých pôdach. Výrobná kalibrácia v ich podmienkach výrazne nadhodnocovala objemovú vlhkosť pôdy.

## ZÁVERY

Terénnu kalibráciu pôdnych vlhkomerov na experimentálnej lokalite v Kolíňanoch nebolo možné počas sledovaného obdobia spoľahlivo uskutočniť z dôvodu extrémneho sucha a absencie širšieho rozpätia prirodzene sa vyskytujúcich vlhkostných stavov. Pristúpenie k laboratórnemu postupu umožnilo vytvoriť kontrolovaný rozsah vlhkostí od počiatočného stavu až po úplné nasýtenie. Získaný kalibračný vzťah (polynomiálny model 2. stupňa s $R^2$ = 0,978) potvrdzuje vysokú spoľahlivosť a predstavuje nevyhnutný základ pre exaktné spracovanie údajov z nadväzujúceho monitorovania.
Keďže laboratórna kalibrácia primárne odráža vlastnosti konkrétnej homogenizovanej pôdnej vzorky, v ďalšom výskume bude žiaduce tento model overiť priamo v terénnych podmienkach. Pre dosiahnutie maximálnej presnosti sa odporúča experiment zopakovať pre oba pásy so striedanými plodinami (kukurica siata, jačmeň ozimný) ako aj pre varianty s rozdielnym

spôsobom obrábania (strip-till vs. konvenčné obrábanie). Takto validované kalibračné rovnice poskytnú robustný základ pre dlhodobú prácu s dátami a vyhodnocovanie vplyvu agrotechniky na vodný režim pôdy v čase.

**Poďakovanie**

Tento príspevok vznikol s podporou Agentúry na podporu výskumu a vývoja, číslo projektu APVV-23-0530 (Pásové striedanie plodín v kombinácii s agrolesníctvom - inovatívny systém hospodárenia na pôde v podmienkach zmeny klímy) a Kultúrnej a edukačnej grantovej agentúry, číslo projektu KEGA 006SPU-4/2024 (Možnosti a obmedzenia vzdelávacej podpornej úlohy systémov umelej inteligencie (AI) založených na veľkých jazykových modeloch (LLM) pre učiteľov a študentov v študijnom programe Krajinné inžinierstvo).

## LITERATÚRA

Antal, J., Bárek, V., Čimo, J., Halaj, P., Halászová, K., Horák, J., Igaz, D., Jurík, Ľ., Muchová, Z., Novotná, B., Šinka, K. (2014): Hydrológia poľnohospodárskej krajiny (Hydrology of Agricultural Landscape). Nitra: Slovenská poľnohospodárska univerzita v Nitre. ISBN 978-80-552-1257-9.

Antal, J., Igaz, D. (2010): Aplikovaná agrohydrológia (Applied Agrohydrology). Nitra: Slovenská poľnohospodárska univerzita v Nitre. ISBN 978-80-552-0455-0.

Báťková, K., Miháliková, M., Ay, A., Kara, R. S., Öztürk Ay, E., Aygun, A., Dvořák, P., Král, M. (2025): Functional evaluation of TMS-4 soil moisture and temperature sensor. Poster Day 2025. https://1778df732d.clvaw-cdnwnd.com/464163c6c58a7760d10c2dc0e217449b/200000887-a0fd5a0fd7/B%C3%A1%C5%A5kov%C3%A1%20et%20al..pdf?ph=1778df732d

Burns, T.T., Adams, J.R., Berg, A.A. (2014): Laboratory calibration procedures of the Hydra Probe soil moisture sensor: Infiltration wet-up vs. dry-down. Vadose Zone Journal, vol. 13, no. 12, 1–10. https://doi.org/10.2136/vzj2014.07.0081

Jačka, L., Kovář, M., Kuželková, M. (2023): TMS Calibration Handbook. Translated by L. Haase. TOMST, Prague. https://tomst.com/web/wp-content/uploads/2023/05/TMS-calibration-handbook.pdf

Matula, S., Báťková, K., Legese, W.L. (2016): Laboratory performance of five selected soil moisture sensors applying factory and own calibration equations for two soil media of different bulk density and salinity levels. Sensors, vol. 16, no. 11, 1912. https://doi.org/10.3390/s16111912

Topp, G.C., Davis, J.L., Annan, A.P. (1980): Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. Water Resources Research, vol. 16, no. 3, 574–582. https://doi.org/10.1029/WR016i003p00574

Vaz, C.M.P., Jones, S., Meding, M., Tuller, M. (2013): Evaluation of standard calibration functions for eight electromagnetic soil moisture sensors. Vadose Zone Journal, vol. 12, no. 2, 1–16. https://doi.org/10.2136/vzj2012.0160

Wild, J., Kopecký, M., Macek, M., Šanda, M., Jankovec, J., Haase, T. (2019): Climate at ecologically relevant scales: A new temperature and soil moisture logger for long-term microclimate measurement. Agricultural and Forest Meteorology, vol. 268, 40–47. https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.12.018

Yamamoto, S. (2024): Calibration of the TMS-4 Datalogger to Determine the Influence of Organic Matter on Measurements of Soil Moisture Content. Master's thesis. Czech University of Life Sciences Prague, Faculty of Agrobiology, Food and Natural Resources, Prague. https://theses.cz/id/u56wq5/

Zawilski, B.M., Granouillac, F., Claverie, N., Lemaire, B., Brut, A., Tallec, T. (2023): Calculation of soil water content using dielectric-permittivity-based sensors – benefits of soil-specific calibration. Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems, vol. 12, 45–56. https://doi.org/10.5194/gi-12-45-2023

