

# CONTEMPORARY CHALLENGES IN ENVIRONMENTAL RESEARCH

Book of peer-reviewed papers

Edited by  
J. Vitková  
L. Botyanszká

2023



*Electronic Book*  
*Contemporary Challenges in Environmental Research*

**J. Vitková, L. Botyanszká**  
Editors

# **CONTEMPORARY CHALLENGES IN ENVIRONMENTAL RESEARCH**



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

**Bratislava 2023**

*Electronic Book*  
*Contemporary Challenges in Environmental Research*

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 Šurda, PhD.  
RNDr. Ladislav Holko, CSc.  
Ing. Peter Rončák, CSc.  
Ing. Justína Vitková, PhD.  
prof. Ing. Silvia Kohnová, PhD.  
Mgr. Peter Rončák, PhD.  
Mgr. Radoslav Schügerl, PhD.  
Ing. Lucia Toková, PhD.  
Ing. Zbynek Bajtek, PhD.  
Ing. et Ing. Patrik Slezák, PhD.  
Ing. Martin Jančo, PhD.  
MSc. Karina Lincmaierová  
Ing. Natália Botková

© IH SAS, 2023

**ISBN: 978-80-89139-58-3**  
**EAN: 9788089139583**

*Electronic Book*  
*Contemporary Challenges in Environmental Research*

How to cite the paper in this book:

Authors, Title of the paper. In: Vitková, J., Botyanszká, L. (eds.), 2023. Contemporary Challenges in Environmental Research. IH SAS, E-Book, Bratislava, p. 206. ISBN: 978-80-89139-58-3.

Title: Contemporary Challenges in Environmenal Research  
Editors: Justína Vitková, Lenka Botyanszká

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

Pub Date: November, 2023  
Pages: 206

## PREFACE

Water, according to Leonardo da Vinci, is the driving force behind all nature. This quote emphasizes the critical role that water plays in shaping and sustaining life, ecosystems, and the geological features of the Earth. As we struggle with changing weather patterns, research becomes more crucial than ever. This compilation of cutting-edge articles investigates the complicated relationship between climate, water, and soil, providing innovative solutions to mitigate environmental impact.

The studies, originating from Slovakia, Serbia, Hungary, and Georgia, analyze agro- and forest ecosystems, studying stream flow regimes, hydrological balance modelling, and broader aspects like land use changes and natural extremes. These investigations shed light on the profound effects of climate change on human societies and biodiversity.

This monograph serves as a valuable resource, bridging theory with practical solutions, and is a testament to collective efforts, guiding us toward a sustainable future.

## CONTENT

<b>ANALÝZA N-ROČNÝCH MINIMÁLNYCH PRIETOKOV A ZÁKLAĐNÉHO ODTOKU V POVODÍ RIEKY HRON .....</b>	<b>8</b>
Dana Halmová, Veronika Bačová Mitková, Pavla Pekárová, Ján Pekár .....	8
<b>ANALÝZA ZLOŽIEK VODNEJ BILANCIE PÔDY NA VÝCHODOSLOVENSKEJ NÍŽINE V EXTRÉMNE SUCHOM VEGETAČNOM OBDOBÍ ROKU 2022 .....</b>	<b>23</b>
Milan Gomboš, Branislav Kandra, Dana Pavelková, Andrej Tall, Dorota Simonová.....	23
<b>ANTS AS BIAS FOR BIOINDICATION STUDIES OF CARABID BEETLES (COLEOPTERA, CARABIDAE) IN FLOOD PLAIN FORESTS.....</b>	<b>31</b>
Zbyšek Šustek .....	31
<b>CHARACTERIZATION OF PALEOSOL-LOESS LAYERS AND THEIR MODIFICATION PROCESSES .....</b>	<b>36</b>
Csilla Király, Gergely Jakab, István Viczián, József Szeberényi, Péter Kónya, Zoltán Szalai .....	36
<b>DANUBE RIVER HEATWAVES .....</b>	<b>41</b>
Igor Leščešen, Biljana Basarin.....	41
<b>EVALUATION OF SOIL WATER MOISTURE AFTER BIOCHAR APPLICATION IN SPRING BARLEY GROWING SEASON 2023 .....</b>	<b>51</b>
Natalia Botkova, Justina Vitkova, Peter Roncak, Lenka Botyanszka.....	51
<b>KLIMATICKÉ ZHODNOTENIE REKREAČNEJ OBLASTI SKALKA.....</b>	<b>59</b>
Peter Borsányi, Zora Snopková, Zuzana Sitková, Jaroslav Škvarenina.....	59
<b>MIKROKLIMATICKÉ ZMENY KLIMAXOVÝCH VYSOKOHORSKÝCH SMREČÍN V DÔSLEDKU ICH KALAMITNÉHOROZPADU V ZÁPADNÝCH TATRÁCH – TANAP-U.....</b>	<b>73</b>
Lenka Malcovcová, Milan Ostrihoň, Filip Jacko, Jaroslav Škvarenina.....	73
<b>MONITORING NAJVÝZNAMNEJŠÍCH AKTUÁLNE POUŽÍVANÝCH PESTICÍDOV V POVRCHOVEJ VODE NA SLOVENSKU V OBDOBÍ 2012-2022....</b>	<b>85</b>
Ivan Bartík, Jana Dömenyová, Lea Mrafková, Zuzana Paľušová.....	85
<b>NUMERICAL SOLUTION OF UNSTEADY FLOW EQUATIONS USING .....</b>	<b>93</b>
Maryam Barati Moghaddam, Marek Sokáč .....	93
<b>POROVNANIE TEPLÔT VODY V RÔZNYCH NADMORSKÝCH VÝŠKACH V HORSKOM POTOKU .....</b>	<b>105</b>
Martin Jančo, Patrik Slezák, Michal Danko, Ladislav Holko .....	105
<b>PÔSOBENIE OHREVU NA VODOODPUDIVOSŤ PIESOČNATEJ LESNEJ PÔDY .....</b>	<b>114</b>
Anton Zvala, Viliam Nagy, Jozef Kollár .....	114

<b>SCENÁRE TEPLITOV VZDUCHU A RELATÍVNEJ VLHKOSTI VZDUCHU V HURBANOVE V OBDOBÍ DO ROKU 2100 NA ZÁKLADE VÝSTUPOV Z REGIONÁLNYCH KLIMATICKÝCH MODELOV MPI a KNMI.....</b>	<b>119</b>
Marián Melo, Martin Gera .....	119
<b>SNOW ACCUMULATION AND SNOW COVER IN SLOVAKIA IN THE 1921 – 2023 PERIOD .....</b>	<b>132</b>
Ladislav Markovič, Pavel Faško, Oliver Bochníček.....	132
<b>SORPCIA DUSIČNANOVÝCH A FOSFOREČNANOVÝCH IÓNOV PO APLIKÁCII BIOUHLIA V PRACHOVITO HLINITEJ PÔDE.....</b>	<b>141</b>
Justína Vitková, Viera Kováčová, Radoslav Schügerl, Natália Botková.....	141
<b>SPATIO-TEMPORAL TRENDS IN EARTHWORM COMMUNITIES IN THE GÖDÖLLŐ HILLS LANDSCAPE PROTECTION AREA IN HUNGARY .....</b>	<b>148</b>
Dávid István Bolla, Barbara Simon, Zsolt Biró, Éva Puszta, Zita Zsembery, Csaba Centeri .....	148
<b>STUDY OF LARGE GLACIER RETREAT IN RIVERS ENGURI AND RIONI BASINS .....</b>	<b>157</b>
G. Kordzakhia, L. Shengelia, G. Tvauri, M. Dzadzamia, G. Guliashvili, S. Beridze .....	157
<b>THE IMPACT OF RODENTS ON SOIL PARAMETERS ON ARABLE FIELD.....</b>	<b>164</b>
Csaba Centeri, Márton Vona, Viktória Vona, Zita Zsembery, Zsolt Biró .....	164
<b>THE IMPACT OF WILD BOAR ROOTING ON SOIL CHEMICAL ATTRIBUTES ALONG A SLOPE – COMBINED EFFECTS OF BIOTURBATION AND WATER EROSION .....</b>	<b>169</b>
Krisztián Katona, Ádám Fehér, Natalia Pitta-Osses, Csaba Centeri.....	169
<b>VLHKOSŤ PÔDY V MAKRO, MESO A MIKRO PÓROCH HLINITOPIESOČNATEJ PÔDY OBOHATENEJ BIOUHLÍM .....</b>	<b>175</b>
Lucia Toková, Justína Vitková.....	175
<b>VPLYV ZRÁŽOK A KLIMATICKEJ VODNEJ BILANCIE NA NÁSTUP VŠEOBECNÉHO ŽLTNUTIA LISTOV V DUBOVÝCH PORASTOCH V ZÁPADNÝCH KARPATOCH .....</b>	<b>180</b>
Veronika Lukasová, Svetlana Varšová, Ivan Mrekaj, Jozef Rozkošný, Milan Onderka ...	180
<b>VPLYV DNOVÝCH SEDIMENTOV NA PRIETOKOVÉ POMERY KANÁLA GABČÍKOVO - TOPOĽNÍKY, ŽITNÝ OSTROV .....</b>	<b>186</b>
Renáta Dulovičová .....	186
<b>VYUŽITIE FLUORESCENCIE CHLOROFYLU NA HODNOTENIE AKTUÁLNEHO STAVU VEGETÁCIE JAČMEŇA NA PÔDE S APLIKOVANÝM BIOUHLÍM.....</b>	<b>198</b>
Lenka Botyanszká, Justína Vitková, Lucia Toková, Natália Botková .....	198

## ANALÝZA N-ROČNÝCH MINIMÁLNYCH PRIETOKOV A ZÁKLADNÉHO ODTOKU V POVODÍ RIEKY HRON

**Dana Halmová<sup>1</sup>, Veronika Bačová Mitková<sup>1</sup>, Pavla Pekárová<sup>1</sup>, Ján Pekár<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Ústav hydrologie Slovenskej akadémie vied, v. v. i.,

<sup>2</sup> Fakulta matematiky, fyziky a informatiky, Univerzita Komenského

*Korešpondenčný autor: Dana Halmová, Ústav hydrologie SAV, v. v. i., Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava,  
halmova@uh.savba.sk*

### **ABSTRAKT**

V prvej časti tejto štúdie boli analyzované dlhodobé trendy minimálnych prietokov v 6-tich subpovodiach rieky Hron v časovom rozmedzí od roku 1931 do roku 2020. Extrémne nízke prietoky v rieke Hron v stanici Brehy sa vyskytli v rokoch 1947, 1954 a 1961, pričom výraznejší výskyt bol zaznamenaný v období od roku 1993 do 2003. Pre analýzu minimálnych prietokov boli vytvorené rady s rôznym počtom dní (1-, 3-, 7-, 30- a 90-denné minimálne prietoky) pre všetky vybrané stanice. Výrazné klesajúce trendy minimálnych prietokov sme identifikovali v toku Štiavnička v stanici Mýto pod Ďumbierom. V druhej časti štúdie bola študovaná časová premenlivosť výskytu minimálnych prietokov. Ako hlavné obdobie pre minimálne vodné stavy v povodí Hrona bolo identifikované zimné obdobie, s maximálnym výskytom miním v mesiaci január. V tretej časti štúdie boli odvodené 100-ročné minimálne špecifické odtoky pre vybrané toky. Tieto boli v poslednej časti porovnané s hodnotami špecifického (merného) základného odtoku ( $q_s$ ) z daných povodí odhadnutých Killeho metódou.

**Keywords:** Hron River,  $T$ -year minimum flow, frequency distribution, basic runoff estimation, Kille's method

### **ÚVOD**

Otázka prípadných zmien v hydrologickom režime riek je – v súvislosti s predpokladanou klimatickou zmenou, prípadne s ešte novšie propagovanými teóriami vysúšania krajiny – pomerne často diskutovanou témuou. Stanovenie a hodnotenie  $N$ -ročných minimálnych prietokov a malej vodnosti vo vodomerných staniciach na Slovensku upravovala OTN 3113-1 (2007), a dnes navrhnutá OTN ŽP 3113-1:04. Prehľad starších prác, týkajúcich sa spracovania charakteristík malej vodnosti na Slovensku možno nájsť v prácach Szolgay (1977), Drako a Majerčáková (1989), Grešková (1998, 1999), Balco (1990), Majerčáková (1995), Majerčáková a kol. (1995, 1997), Burger (2005), alebo Demeterová a Škoda (2004, 2005). Podrobnej spracovanie charakteristík malej vodnosti slovenských tokov možno nájsť v práci Demeterová a Škoda (2009), v poslednom čase Fendeková a kol. (2017).

Analyzovaním radov priemerných ročných prietokov za obdobie 1900–2000 Pekárová a Pekár (2003) zistili, že prietokové rady slovenských tokov obsahujú viacročnú cyklickú zložku. Z výsledkov vyplýva, že pri určovaní dlhodobých trendov prietokov je potrebné brať do úvahy cca 13–15-ročné cykly striedania sa suchých a mokrých období a trendy je potrebné určovať za obdobia uzavretých cyklov (od minima po minimum alebo od maxima po maximum). Identifikáciou zmien hydrologického režimu v povodí Dunaja sa zaoberal Pramuk (2016). Trendy priemerných, maximálnych a minimálnych ročných prietokov za obdobie rokov 1877–2013 na Dunaji v Bratislave analyzovali Blaškovičová a kol. (2013). Zistili, že priemerné ročné prietoky majú vyrovnaný trend, ročné minimá klesajúci trend. V rovnakej vodomernej stanici za obdobie rokov 1877–2005 skúmali Pekárová a kol. (2002) trendy maximálneho 30-dňového prietoku (charakteristika veľkej vodnosti) a 330-dňového prietoku (charakteristika malej vodnosti). Výsledky ukázali, že minimá mierne rastú a maximá mierne klesajú. Rozdiel v maximách oproti Blaškovičová a kol. (2013) je zrejme spôsobený tým, že v ich prípade boli

zahrnuté už aj vodné roky 2010 a 2013. Poórová a kol. (2013) skúmali trendy minimálne ročné a mesačné prietoky za obdobie rokov 1961–2012 v slovenských povodiach, podľa ich výsledkov ročné minimá klesajú v povodí Moravy, dolného Váhu, Nitry, Hrona, Ipľa, Slanej a Bodvy. Stúpajúci trend ročných miním majú toky v povodí horného Váhu, Popradu, Hornádu a Bodrogu. Pekárová a kol. (2017) porovnávali trendy ročných miním a maxím prietokov na desiatich významných slovenských tokoch v dvoch obdobiach (1931–1972 a 1973–2014). Zistili, že minimálne ročné prietoky majú rastúci trend (okrem Váhu a Krupinice), rastú aj 3- a 7-dňové minimá. Naopak, klesajú maximálne ročné prietoky, 3- a 7-dňové maximá.

Cieľom tohto príspevku je spracovanie podkladov pre návrh metodiky spracovania  $N$ -ročných minimálnych prietokov na vybraných tokoch s čo najdlhšími radmi pozorovaní v povodí rieky Hron (1931–2020) jedným typom teoretickej distribučnej funkcie s možnosťou regionalizácie (zovšeobecnenia) jeho parametrov. Takáto metóda môže predstavovať čiastkový podklad pre jednotnú metodiku za účelom vyhodnocovania minimálnych prietokov a základných charakteristik malej vodnosti, čo je jedným zo základných podkladov na návrh, výstavbu a prevádzku vodohospodárskych zariadení a objektov na tokoch za účelom ekonomickeho nakladania s vodnými zdrojmi, preto je potrebné týmto otázkam venovať pozornosť. Použitie jedného typu distribučnej funkcie tiež umožňuje odhadnúť parametre distribučných funkcií a tým aj hodnotu  $N$ -ročných minimálnych prietokov pre časti toku bez pozorovaní na základe dlhodobého priemeru minimálnych ročných prietokov a parametrov distribučných funkcií zo susedných vodomerných stanic, kde sú k dispozícii pozorovania prietokov.

## METÓDY A ÚDAJE

### ***Metódy***

Pri analýze hydrologických radov sa vyžaduje, aby boli dané rady homogénne a stacionárne, keďže metódy matematickej štatistiky boli odvodené pre nezávislé náhodné premenné a to pre rady výsledkov experimentov vykonaných pri rovnakých podmienkach, kde predchádzajúci výsledok neovplyvňuje výsledok nasledujúceho experimentu (Szolgay a kol., 2004). Preto pri výbere staníc je potrebné vyberať tie stanice, kde nedošlo k zmenám, ktoré by ovplyvnili množstvo vody a hydrologický režim toku.

Štatisticky analyzovať je možné údaje v rôznom kroku (hodinovom, dennom, mesačnom, sezónnom, ročnom, nepravidelnom). Časový rad hydrologického prvku je základným podkladom pre posudzovanie režimu hydrologického procesu. Výsledky meraní sa zo štatistického hľadiska považujú za náhodný výber s rozsahom n prvkov, pomocou ktorých sa určujú vlastnosti a charakteristiky skúmanej náhodnej veličiny.

Na spracovanie  $N$ -ročných minimálnych prietokov  $Q_{min}$  boli v tejto práci použité súbory ročných minimálnych prietokov z 1-, 3-, 7-, 30- dňových miním za kalendárny rok. (Na Slovensku sa výber minimálneho prietoku vykonáva podľa OTN ŽP 3113-1:04 za vodohospodársky rok, keďže však spracovávame údaje z rôznych klimatických podmienok a rôznych krajín, použili sme jednotný rok – kalendárny rok.)

V tejto práci navrhujeme na odhad  $N$ -ročných radov minimálnych prietokov  $Q_{min}$  teoretické rozdelenie pravdepodobnosti Log-Pearson Typ III. (LP3). Zmenami koeficientu šiknosti pri tomto rozdelení je možné zlepšiť odhad v oblasti miním (alebo maxím). Vzhľadom na možnosti regionalizácie parametrov rozdelenia neodporúčame používať rôzne typy rozdelení, ale rozhodnúť sa pre jedno rozdelenie a podľa toho spracovať všetky údaje a parametre regionalizovať. Log-Pearsonova distribúcia typu III je trojparametrové gama rozdelenie s logaritmickou transformáciou premennej. Široko sa používa na analýzy povodní, pretože údaje pomerne často zodpovedajú predpokladaným ročným extrémnym prietkovým radom. LP3 rozdelenie pravdepodobnosti sa používa na odhad extrémov pre mnohé prírodné procesy a je najbežnejšie používaným rozdelením pravdepodobnosti, najmä v hydrológii (Griffis a kol.,

2007a, b). Pilon a Adamowski (1993) vyvinuli Logaritmickú pravdepodobnostnú funkciu LP3 aj s odhadom jeho parametrov. V Cheng a kol., (2007) je uvedená metóda na základe frekvenčného faktora pre hydrologickú frekvenčnú analýzu pre náhodné generovanie piatich rozdelení (normálne, lognormálne, extrémna hodnota typu I, Pearsonov typ III a Log-Pearson typ III).

Na odhad distribučných parametrov bola použitá metóda opísaná v Bulletin 17-B [IACWD, 1982]. LP3 rozdelenie sa používa od roku 1976 v USA (Koutsoyiannis, 2005), používa sa i v povodí Dunaja, napr. v Slovensku. Taktiež Stănescu (2004) odporúčal na extrapoláciu regionálnych kriviek v povodí Dunaja použiť Pearsonovo rozdelenie III typu. Log-Pearsonova distribúcia typu III je trojparametrové gama rozdelenie s logaritmickou transformáciou premennej. Široko sa používa na analýzy povodní, pretože údaje pomerne často zodpovedajú predpokladaným ročným maximálnym prietokovým radom. Funkcia hustoty pravdepodobnosti Pearsonovho rozdelenia typu III má nasledujúci tvar.

$$f(X|\tau, \alpha, \beta) = \frac{\left(\frac{X-\tau}{\beta}\right)^{\alpha-1} \exp\left(-\frac{X-\tau}{\beta}\right)}{|\beta| \Gamma(\alpha)} \quad (1)$$

$$\frac{X-\tau}{\beta} \geq 0,$$

$\tau$  – parameter lokácie;

$\alpha$  – parameter sklonu;

$\beta$  – škálovací parameter;

a  $\Gamma(\alpha)$  je Gamma funkcia, daná vzťahom:

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} t^{\alpha-1} \exp(-t) dt \quad (2)$$

Náhodná premenná  $Q_{\min}$  má LPIII rozdelenie, ak náhodná premenná  $X$

$$X = \ln Q_{\min}, \text{ alebo } X = \log Q_{\min} \quad (3)$$

má Pearsonovo rozdelenie III. typu. (V štúdiu bol použitý dekadický logaritmus).

Test Kolmogorov-Smirnov bol vykonaný na testovanie predpokladu, že odhadnuté hodnoty teoretického rozdelenia dobre fitujú empirické hodnoty. Hodnota hladiny významnosti  $\alpha$  ( $\alpha \geq 0,05$ ) bola použitá ako kritérium na zamietnutie navrhovanej distribučnej hypotezy. Odhady pravdepodobnosti boli vypočítané pre zvolené polohy vykreslenia. Základný vzorec polohy vykresľovania pre symetrické rozdelenia je daný (Stedinger a kol., 1993):

$$p_i = \frac{i-\alpha}{n+1-2\alpha} \quad (4)$$

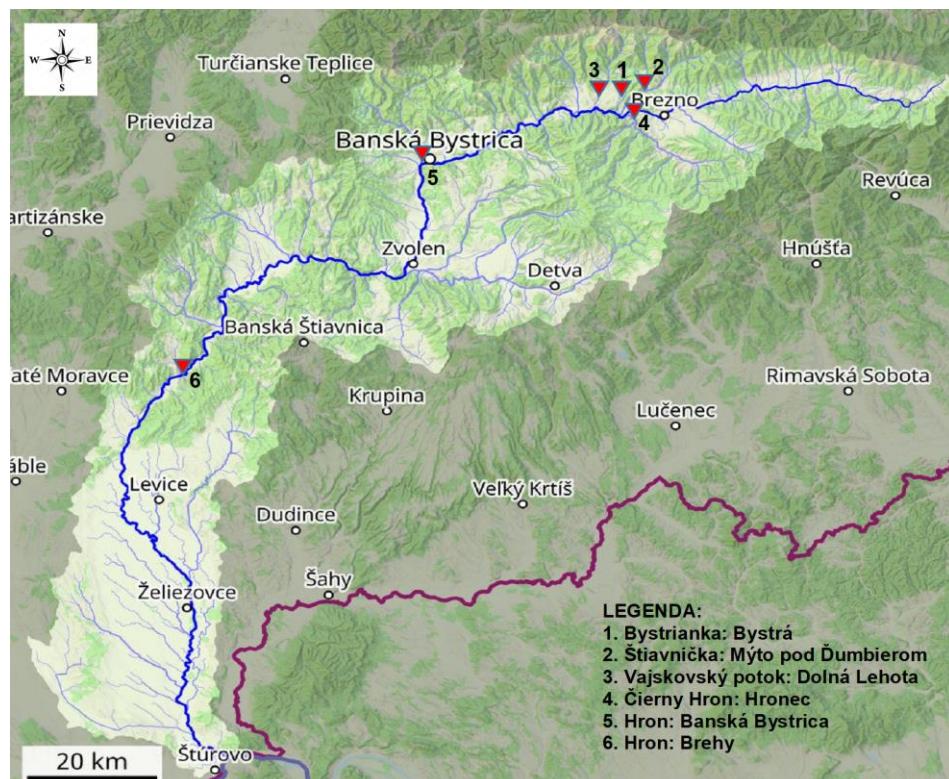
kde  $p_i$  je pravdepodobnosť prekročenia premenných pozorovaní  $x_i$  zoradených od najväčšieho ( $i=1$ ) po najmenšie ( $i=n$ ) a  $\alpha$  je parameter polohy ( $0 \leq \alpha \leq 0,5$ ).

Z meraných radov minimálnych ročných prietokov s dĺžkou cca 90 rokov si môžeme dovoliť presnejšie určiť cca 130-ročné prietoky (napr. podľa Čegodajeva). Do určenia 200- a viac ročných prietokov vnášajú autori svoje vlastné skúsenosti a odhady. V každom prípade si musíme byť vedomí, že určenie 500-ročných minimálnych prietokov je zaťažené veľkou neistotou.

### **Študované povodie, použité údaje**

Ako vstupné údaje boli použité série 90-ročných radov (1931–2020) priemerných denných prietokov rieky Hron (Slovensko) z dvoch vodomerných staníc: Banská Bystrica a Brehy, ako aj zo štyroch vybraných horských subpovodí Bystrianka (Bystrá), Štiavnička (Mýto pod Ďumbierom), Vajskovský potok (Dolná Lehota), Čierny Hron (Hronec). Polohu rieky Hron a vybraných subpovodí v povodí Hronu na území Slovenska ilustruje obr. 1.

Rieka Hron je druhou najdlhšou riekou na Slovensku. Je dlhá 298 km a preteká len územím Slovenska, pri Štúrove vteká do Dunaja. Hron pramení v údolí Horehronia, spája sa s Nízkymi Tatrami a Spišsko-gemerským krasom a možno ho charakterizovať ako nivo-pluviálnu rieku.



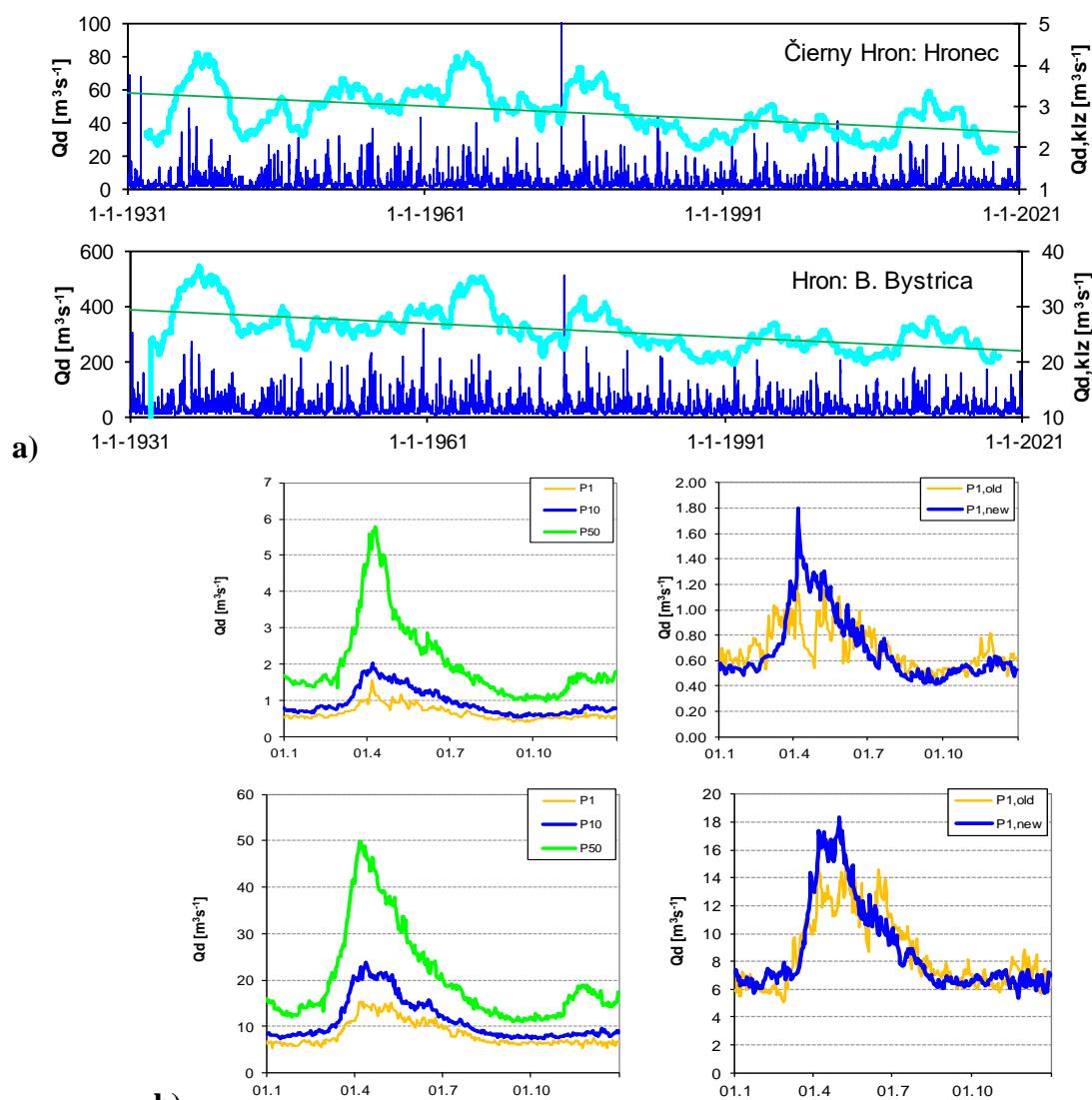
**Obr. 1. Schéma povodia rieky Hron a lokácia vybraných vodomerných staníc.**

**Tabuľka 1. Základné hydrologické charakteristiky vybraných vodomerných staníc s dlhými radmi priemerných denných prietokov v povodí Hrona**

Pora dové č.	DB č	Stanica	Tok	Pozoruje od roku	Plocha povodia A [km <sup>2</sup> ]	Dĺžka údolia L [km]	Lesnatosť [%]	A/L <sup>2</sup>	Priemer Q 1931–2020
1	7060	Bystrá	Bystrianka	1931	36,01	12	80	0,25	0,92
2	7065	Mýto pod Ďumbierom	Štiavnička	1931	47,1	10,9	80	0,4	1,05
3	7070	Dolná Lehota	Vajskovský p.	1931	53,02	15	70	0,24	1,35
4	7045	Hronec	Čierny Hron	1931	239,41	23,5	80	0,43	2,85
5	7160	Banská Bystrica	Hron	1931	1766,48	100,5	60	0,18	25,73
6	7290	Brehy	Hron	1931	3821,38	181,4	50	0,12	46,12

## VÝSLEDKY A DISKUSIA

V prvom rade sme sa zamerali na analýzu hydrologického režimu priemerných denných prietokov z vybraných 6-tich staníc. Vo všetkých stanicích bol zaznamenaný klesajúci trend priemerných denných prietokov v období 1931–2020 (obr. 2a – príklad z dvoch staníc). Na obr. 2b sú vykreslené ročné chody priemerných denných prietokov – percentily P1, P10 a P50 (vľavo). Porovnanie prvých percentilov P1 za dve obdobia (1931–1960 a 1961–2020) sú vykreslené pre uvedené dve stanice na obrázkoch 2b vpravo. Z týchto grafov je možné vizuálne posúdiť zmeny v ročnom chode minimálnych prietokov. Ďurigová a kol. (2019) analyzovali priemerné mesačné a sezónne prietoky na vybraných slovenských tokoch pomocou základnej popisnej štatistiky, trendovej analýzy, analýzy periodickej zložky, ARARCH modelu a viacrozmernej analýzy. Zistili, že najväčšie zmeny v trendovej a periodickej zložke sú na toku Hron z piatich väčších sledovaných povodí (Váh, Hron, Bodrog, Poprad a Hornád).

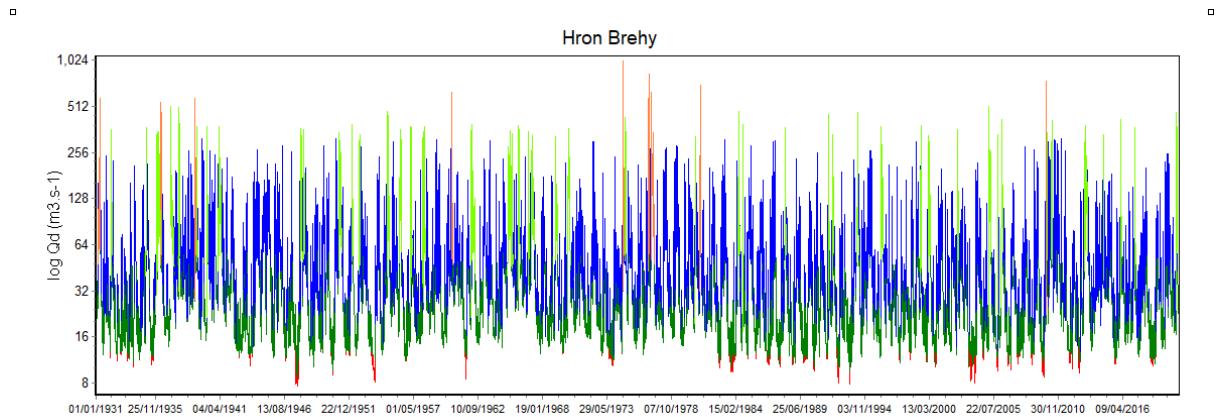


**Obr. 2. a)** Priebeh priemerných denných prietokov Čierneho Hrona v stanici Hronec  
 a Hrona v stanici B. Bystrica, 1931–2020

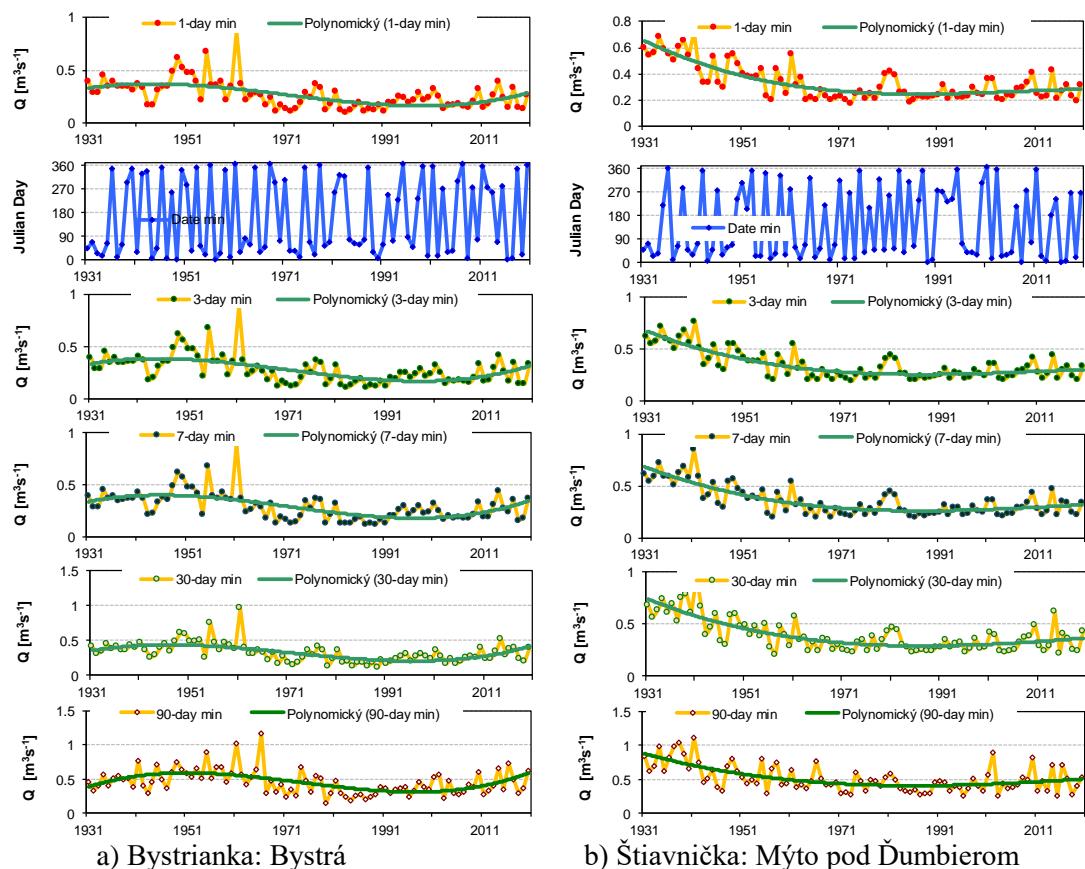
**b)** Ročný chod priemerných denných prietokov – percentily P1, P10 a P50 (vľavo). Porovnanie prvých percentilov P1 za obdobie 1931–1960 a 1961–2020 – zmeny v ročnom chode minimálnych prietokov (vpravo).

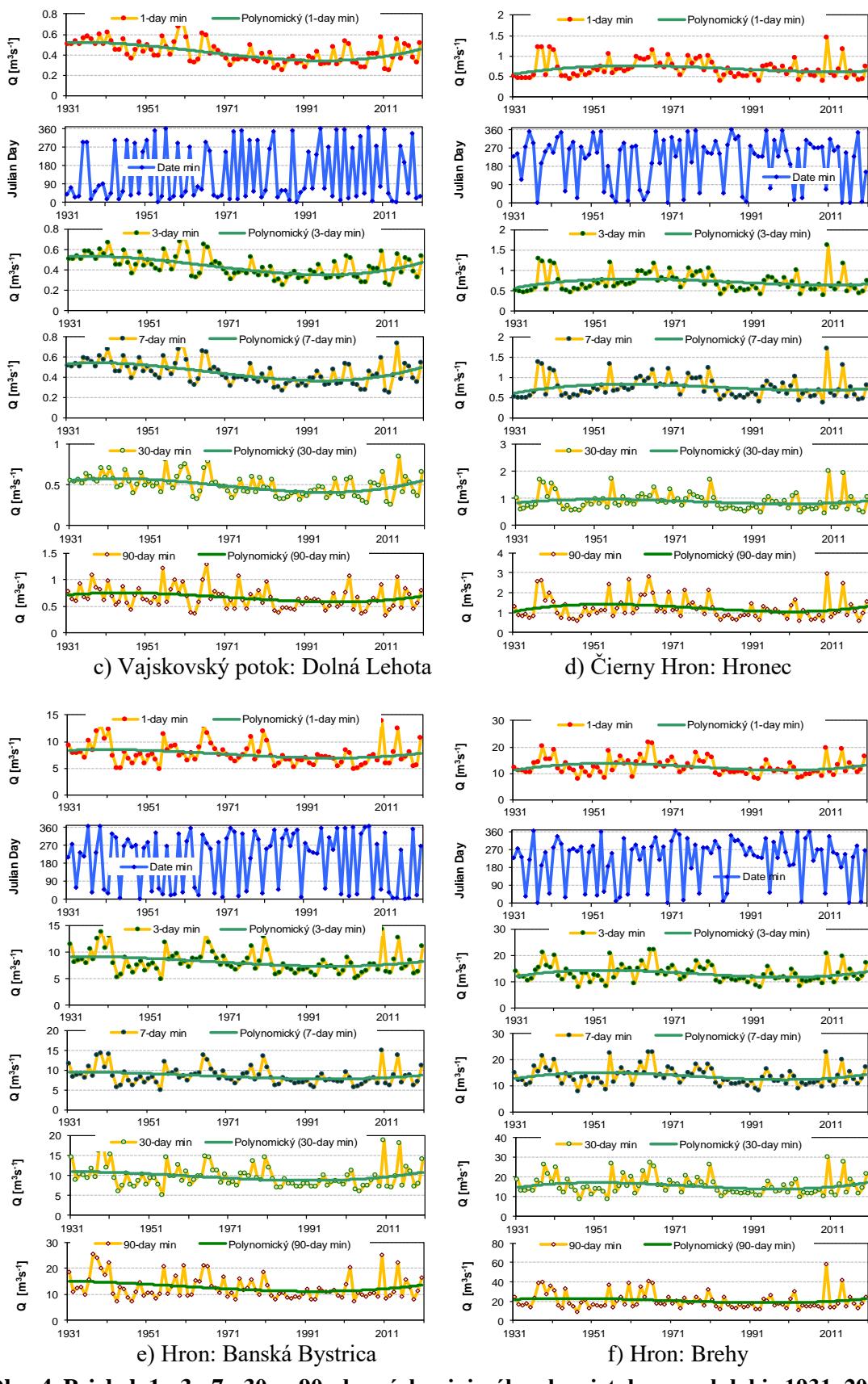
## 1. Trendy radov minimálnych prietokov

Priebeh priemerných denných prietokov v každej stanici bol rozdelený na 5 skupín (1. extrémne nízke prietoky; 2. nízke prietoky; 3. pulzy/obdobia zvýšených prietokov; 4. malé povodne; 5. veľké povodne). Na obr. 3 je farebne vykreslený priebeh priemerných denných prietokov zo stanice Hron: Brehy za obdobie 1931–2020. Pre lepšie zobrazenie minimálnych prietokov sme vykreslili zlogaritmované hodnoty priemerných denných prietokov. Extrémne nízke prietoky sa vyskytli v roku 1947, v rokoch 1954, 1961, a v rokoch 1993 až 2003 bol ich výskyt častejší. Z radov priemerných denných prietokov vybraných stanic v povodí Hrona za obdobie 90 rokov sme vytvorili rady 1-, 3-, 7-, 30- a 90- denných minimálnych prietokov (obr. 4).



**Obr. 3. Priebeh zlogaritmovaných priemerných denných prietokov Hrona v stanici Brehy. Výskyt extrémne nízkych prietokov je znázornený červenou farbou v dolnej časti obrázka.**



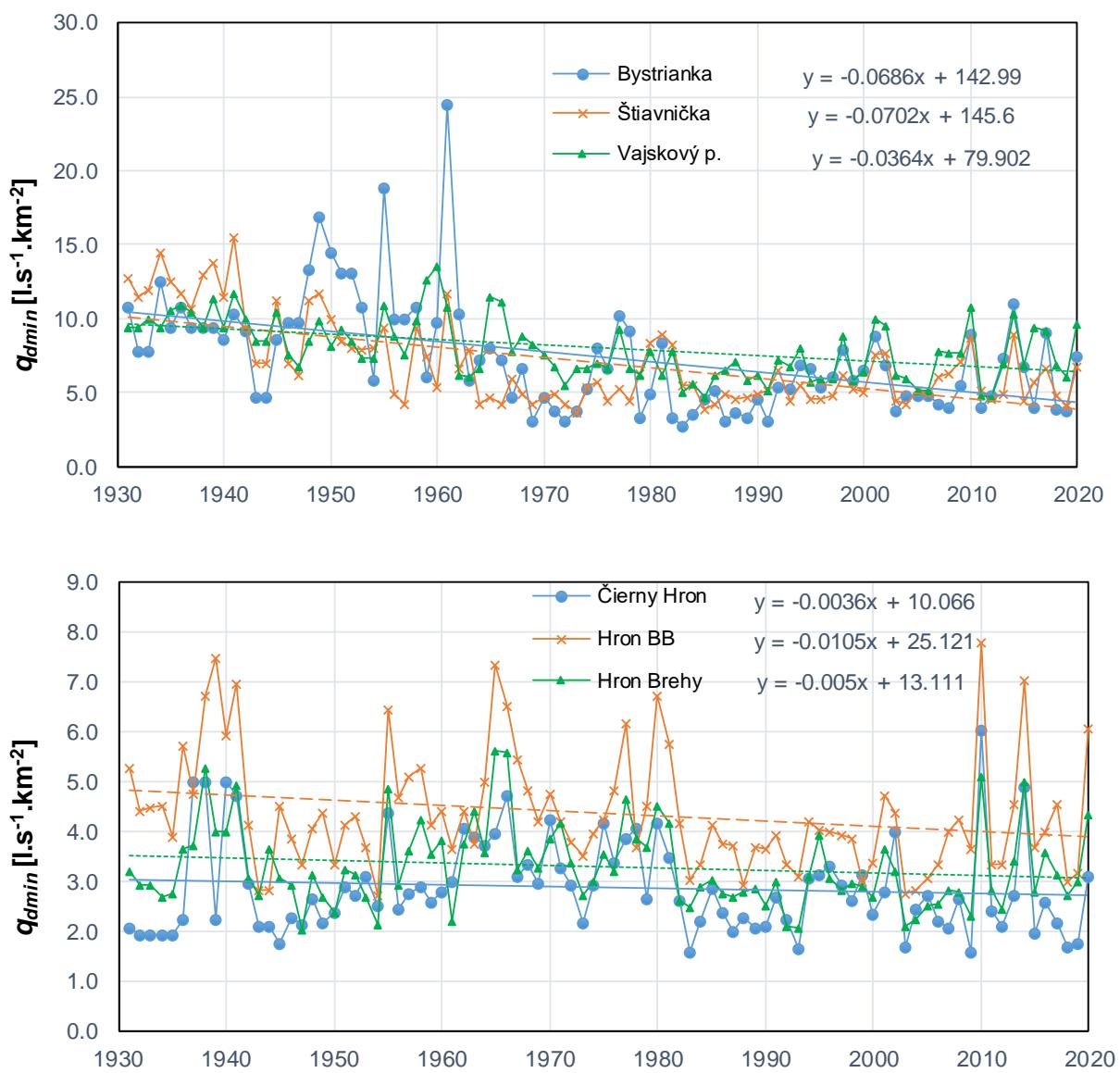


**Obr. 4. Priebeh 1-, 3-, 7-, 30- a 90- denných minimálnych prietokov za obdobie 1931–2020;**  
**a) Bystrianka: Bystrá, b) Štiavnička: Mýto pod Ďumbierom, c) Vajskovský potok: Dolná Lehota, d) Čierny Hron: Hronec, e) Hron: Banská Bystrica a f) Hron: Brehy. Modrými bodmi sú znázornené dni výskytu minimálnych prietokov v danom roku (Juliánsky deň).**

V toku Štiavnička v stanici Mýto pod Ďumbierom je viditeľný významný klesajúci trend minimálnych prietokov v období 1931–1962. Tento môže byť spôsobený aj nepresnosťou mernej krvky v minulosti v tomto toku. Zameranie minimálneho prietoku v malých horských tokoch je zložité a extrapolácia mernej krvky nemusí byť presná.

V období 1931–2020 boli minimálne 7-denné prietoky Hrona v stanici Banská Bystrica pod hranicou  $14,86 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  a v stanici Brehy pod hranicou  $22,92 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ . V sledovaných staniciach tokov Bystrianka, Štiavnička a Vajskovský potok majú 7-dňové minimálne prietoky rastúci polynomický trend od roku 1990. V toku Hrona v rokoch 1983–1998 sú 7-dňové minimálne prietoky vyrovnané na nízkych hodnotách.

Minimálne priemerné denné špecifické odtoky  $q_{dmin}$  pre zvolené stanice v povodí Hrona (1931–2020) ukazujú klesajúce lineárne trendy (obrázok 5).



**Obr. 5. Minimálne priemerné denné špecifické odtoky  $q_{dmin}$  pre zvolené stanice v povodí Hrona (1931–2020), lineárny trend.**

## **2. Časový výskyt minimálnych prietokov v jednotlivých mesiacoch roka**

Z obr. 4 vyplýva, že minimálne prietoky sa v povodí horného Hrona vyskytovali najmä v zimných a neskorych letných mesiacoch (graf-Juliánske dni).

Pri štúdiu časovej premenlivosti výskytu minimálnych prietokov sme pracovali s hodnotami minimálnych priemerných denných prietokov ( $Q_{min}$ ), ktoré boli udané dátumom (deň, mesiac) výskytu v danom roku za skúmané 90-ročie.

Pomerná hodnota počtu výskytu  $Q_{min}$  v danom mesiaci k celkovému počtu výskytov vyjadrená v % nám umožňuje vzájomné porovnanie jednotlivých tokov. Pre každé povodie je typický výskyt ročných minimálnych prietokov v určitom čase (mesiaci). Výskyt  $Q_{min}$  v roku dobre charakterizuje pomer počtu (K) výskytov v zimnom (XII-III) k počtu výskytov v letno-jesenom období (VII-XI) (Balco, 1990).

$$K = (n_z + 1) / (n_l + 1), \quad (5)$$

kde:  $n_z$  - počet výskytov minimálnych prietokov v zimnom období,  
 $n_l$  - počet výskytov minimálnych prietokov v letno-jesennom období.

Ak je koeficient K väčší ako 1, prevláda výskyt  $Q_{min}$  v zimnom období. V Tabuľke 2 sú uvedené početnosti výskytu  $Q_{min}$  v jednotlivých mesiacoch a koeficient K. V toku Čierny Hron: Hronec je histogram dvojvrcholový (obr. 6), minimálne prietoky sa vyskytujú najčastejšie v októbri, ale i v januári. a Hron: Brehy. Všeobecne môžeme konštatovať, že za hlavné obdobia výskytu malých vodností v tokoch v povodí Hrona sa považuje zimné obdobie, mesiac január.

**Tabuľka 2. Pomer (K) počtu výskytov  $Q_{min}$  v zimnom (XII-III) k počtu výskytov v letno-jesennom období (VII-XI), 1 – 12 mesiac**

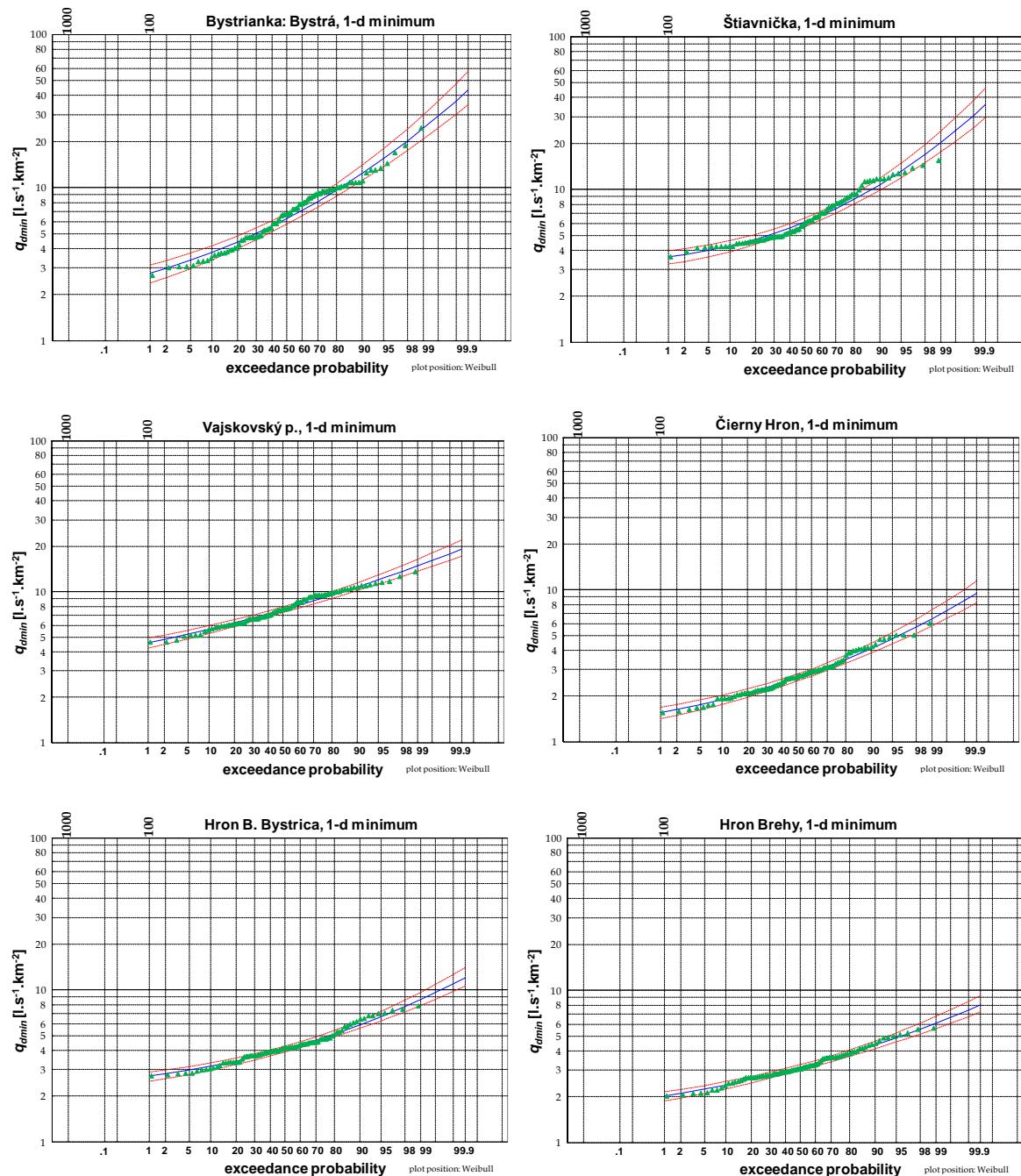
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	K
Bystrianka	<b>21</b>	18	12	0	0	0	0	2	5	8	3	21	4,00
Štiavnička	<b>26</b>	18	7	0	0	1	2	6	7	5	6	12	2,42
Vajskovský	<b>24</b>	22	9	0	0	0	1	1	7	9	5	12	2,91
Č. Hron	14	7	2	1	0	1	6	10	14	<b>15</b>	9	11	0,63
B. Bystrica	<b>21</b>	12	0	0	0	0	2	6	12	10	10	17	1,25
Brehy	10	11	0	0	0	2	4	11	13	<b>19</b>	10	10	0,54



**Obr. 6. Histogramy početnosti výskytu 1-denných minimálnych prietokov, toky: Bystrianka: Bystrá, Štiavnička: Mýto pod Ďumbierom, Vajskovský potok: Dolná Lehota, Čierny Hron: Hronec, Hron: Banská Bystrica a Hron: Brehy, obdobie 1931–2020.**

### 3. N-ročné minimálne špecifické odtoky

Teoretické LP3 čiary nedostúpenia radu 1-dňových minimálnych špecifických odtokov  $q_{dmin}$  daných tokov sú vykreslené na obr. 7. Aby bolo možné porovnať  $N$ -ročné minimálne hodnoty medzi sebou, budeme v ďalších analýzach pracovať s radmi minimálnych špecifických odtokov  $q_{dmin}$  v litroch z  $\text{km}^2$  z daných šiestich povodí. Odhadnuté hodnoty  $N$ -ročných minimálnych 1-denných špecifických odtokov sú zosumarizované v Tabuľke 3.



**Obr. 7. Teoretické LP3 čiary nedostúpenia 1-denných minimálnych špecifických odtokov (modrá čiara); 97,5 a 2,5% horný a dolný limit (červené čiary), a empirické hodnoty (zelené body), toky: Bystrianka: Bystrá, Štiavnička: Mýto pod Ďumbierom, Vajskovský potok: Dolná Lehota, Čierny Hron: Hronec, Hron: Banská Bystrica a Hron: Brehy. Obdobie 1931–2020.**

**Na osi x je pravdepodobnosť P v percentoch (P=p.100%).**

**Tabuľka 3. 100-, 50- a 20-ročné 1-dňové minimálne špecifické odtoky  $q_{dmin}$  v [ $\text{L}\cdot\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$ ], vľavo a špecifický základný odtok  $q_g$  odhadnutý ako percentil P50, a odhadnutý Killeho metódou – pravá časť tabuľky, index podzemného odtoku vo vybraných vodomerných staniciach za obdobie 1931–2020 podľa dvoch metód P50 a Kille.**

N-ročnosť $t$	$p$ [-]	<i>Horný lim.</i>		<i>Dolný lim.</i>		$q_g$ <i>metho</i> <i>d</i>	$q_g$ <i>priemern</i> ý $q$ [ $\text{L}\cdot\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$ ]	$q_g$ <i>x</i> $q_g/q$
		$q_{dmin}$	$q_{dmin}$ (5)	$q_{dmin}$ (95)				
<b>Bystrianka:</b>								
100	0,01	2,77	3,13	2,38	P50	13,05	25,51	0,511
50	0,02	2,97	3,34	2,58	Kille	15,01		0,588
20	0,05	3,35	3,73	2,95				
<b>Štiavnička</b>								
100	0,01	3,62	3,96	3,25	P50	11,46	22,35	0,512
50	0,02	3,75	4,09	3,38	Kille	13,47		0,602
20	0,05	3,99	4,33	3,62				
<b>Vajskovský potok</b>								
100	0,01	4,60	4,94	4,22	P50	13,01	25,57	0,508
50	0,02	4,84	5,17	4,47	Kille	14,73		0,575
20	0,05	5,24	5,57	4,88				
<b>Čierny Hron</b>								
100	0,01	1,56	1,69	1,42	P50	4,97	11,89	0,417
50	0,02	1,63	1,76	1,49	Kille	5,82		0,489
20	0,05	1,76	1,89	1,62				
<b>Hron B. Bystrica</b>								
100	0,01	2,71	2,89	2,51	P50	6,96	14,6	0,467
50	0,02	2,80	2,98	2,60	Kille	7,68		0,525
20	0,05	2,96	3,14	2,77				
<b>Hron Brehy</b>								
100	0,01	2,03	2,16	1,87	P50	4,95	12,09	0,409
50	0,02	2,11	2,24	1,96	Kille	5,35		0,443
20	0,05	2,25	2,37	2,10				

#### 4. Odhad základného špecifického odtoku Killeho metódou

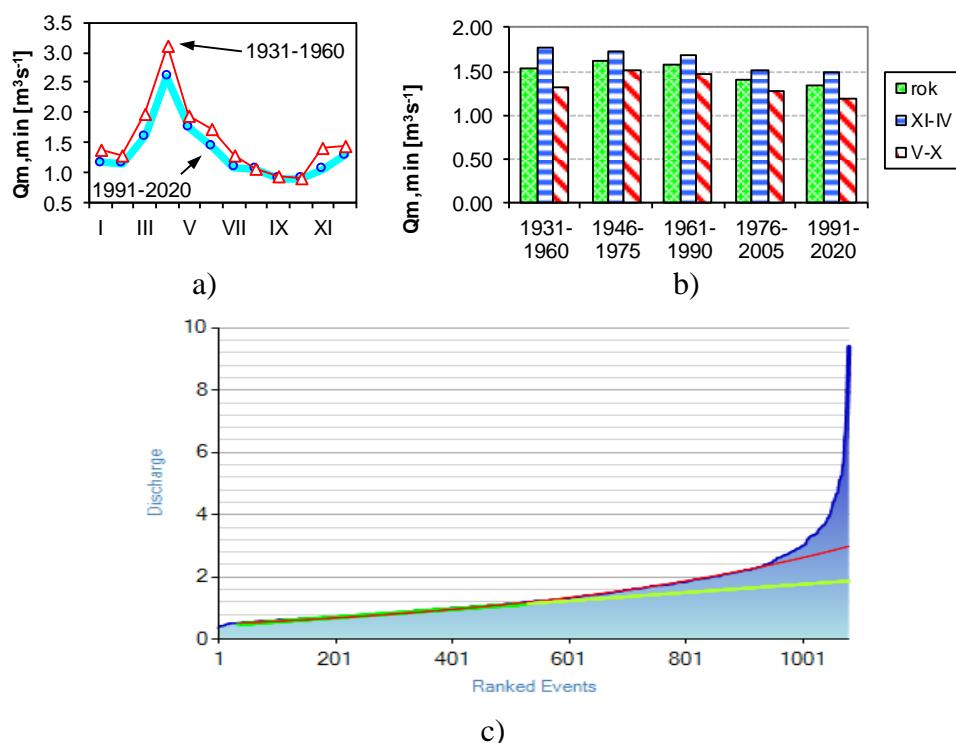
V poslednej časti tejto práce sme porovnali  $N$ -ročné minimálne špecifické odtoky s hodnotami špecifického základného odtoku (odtok z podzemných vôd).

Na odhad odtoku z podzemných vôd existuje viacero metód (Pekárová a Pekár 1994; Fendeková a Fendek, 1999; Fendeková a kol., 2014). Väčšina z nich je založená na použití meraných priemerných denných hodnôt prietokov v toku. Odtok podzemnej vody sa následne odhaduje *separáciou* (metódy Fostera, Natermanna a iné) alebo *matematicko-štatistickým spracovaním* údajov (priemer minimálnych 30-denných prietokov - metóda Castany, použitie radu minimálnych mesačných prietokov - metóda Killeho a iné).

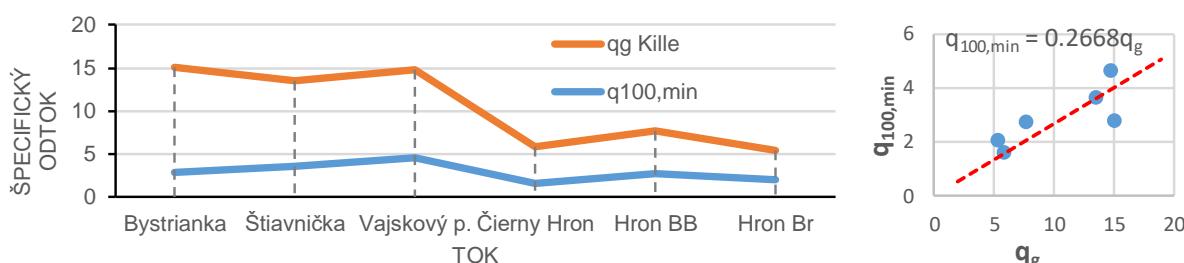
V tejto práci sme použili matematicko-štatistickú Killeho metódu podľa Fendekovej (1999) a Stojskovej (2007). V práci Fendeková (1999) autorka prezentovala priestorovú analýzu zmien podzemného odtoku (špecifický odtok) na základe priemerných denných prietokov z 15-tich slovenských tokov za obdobie 1931–1990. Ako vstupné údaje do výpočtov boli použité rady minimálnych mesačných prietokov ( $Q_{m,min}$ ) ( $\text{v m}^3\text{s}^{-1}$ ) tokov z vybraných povodí. Všetky časové rady mali dĺžku 60 rokov - od roku 1931 do roku 1990. Hodnotili sa ako jeden časový rad 1931–1990 a následne ich autorka rozdelila na desaťročia 1931–40, 1941–50, 1951–60, 1961–70, 1971–80 a 1981–90, aby sa preverila možnosť desaťročných dlhých variácií.

Pri Killeho metóde sa vstupné dátá každého časového radu minimálnych mesačných prietokov  $Q_{m,min}$  sa zoradia vzostupne a následne vynesú v semilogaritmickej mierke. Čísla poradia každého pozorovania sa vynesú na os  $x$  v lineárnej mierke a zoradené hodnoty minimálnych

mesačných prietokov v logaritmickej mierke sa vynesú na os y. Na vyrovnanie získanej krvky sa použije regresná priamka s najvyšším koeficientom korelácie (približne pre 1. polovicu údajov) a následne sa odhadne hodnota odtoku podzemnej vody pomocou exponenciálnej krvky (pozri obr. 8c príklad pre Čierny Hron: Hronec). My na odhad hodnoty základného prietoku budeme používať aj 50-ty percentil (P50) z daných radov minimálnych mesačných prietokov pre dané obdobia, (čo je z matematického hľadiska to isté, ako medián) výpočet je podstatne jednoduchší, ale výsledné hodnoty sú podhodnotené (pozri údaje v pravej časti Tabuľky 3). Na výpočet základného prietoku podľa Killeho metódy sme využili softvér HydroOffice 2018 (Gregor a Fendek, 2012). Výsledné hodnoty základného-podzemného prietoku  $Q_g$  prepočítané na hodnoty základného špecifického odtoku  $q_g$  sú uvedené v Tabuľke 3. Z porovnania 100-ročných minimálnych špecifických odtokov  $q_{100,min}$  s hodnotami špecifického základného odtoku (obr. 9) vyplýva, že 100-ročný minimálny odtok môže byť až ca 4krát nižší, ako špecifický základný odtok.



**Obr. 8.** a) Ročný priebeh priemerných minimálnych prietokov za jednotlivé mesiace za dve obdobia 1931–1960 a 1991–2020;  
 b) pokles ročných, zimno-jarných a letno-jesenných hodnôt za 5 rôznych období;  
 c) príklad spôsobu odhadu základného odtoku, Čierny Hron: Hronec, 1931–2020.



**Obr. 9.** Porovnanie 100-ročného minimálneho  $q_{100,min}$  a špecifického základného odtoku  $q_g$  v jednotlivých subpovodiach rieky Hron obdobie 1931–2020.

## ZÁVERY

V predloženej štúdii boli v prvej časti analyzované trendy minimálnych prietokov v povodí rieky Hron v období 1931–2020. Priemerné denné prietoky boli kategorizované do piatich skupín: extrémne nízke prietoky, nízke prietoky, pulzy/obdobia zvýšených prietokov, malé povodne a veľké povodne. Extrémne nízke prietoky v stanici Hron: Brehy sa vyskytli v roku 1947, v rokoch 1954, 1961, s väčším výskytom v období od roku 1993 do 2003.

Pre analýzu minimálnych prietokov boli vytvorené rady minimálnych prietokov s rôznym počtom dní (1-, 3-, 7-, 30- a 90-denné minimálne prietoky) pre vybrané stanice v povodí Hrona. Zistili sme významné klesajúce trendy minimálnych prietokov v toku Štiavnička v stanici Mýto pod Ďumbierom, ktoré môžu byť skreslené nepresnosťami mernej krivky v minulosti. Extrapolácia mernej krivky do oblasti minimálnych prietokov v malých horských tokoch môže byť problematická, zaťažená veľkými chybami.

Pre toky Bystrianka, Štiavnička a Vajskovský potok sme od roku 1990 zaznamenali rastúci polynomický trend minimálnych 7-dňových prietokov. V toku Hrona boli 7-dňové minimálne prietoky vyrovnané na nízkych hodnotách v období rokov 1983–1998. Analýza minimálnych denných špecifických odtokov pre vybrané stanice v povodí Hrona od roku 1931 do 2020 ukázala klesajúce lineárne trendy.

V druhej časti štúdia časovej premenlivosti výskytu minimálnych prietokov v rôznych mesiacoch umožnilo určiť, že hlavným obdobím výskytu minimálnych prietokov v povodí rieky Hron je zimné obdobie, s vrcholom výskytu v mesiaci január.

V tretej časti boli pre vybrané toky vykreslené teoretické LP3 čiary nedostúpenia radu 1-dňových minimálnych špecifických odtokov. Hodnoty  $N$ -ročných minimálnych 1-denných špecifických odtokov sú zhrnuté v Tabuľke 3.

V poslednej časti sme Killeho metódou odhadli dlhodobý špecifický základný (podzemný) odtok z daných 6-tich subpovodí. Použili sme i zjednodušenú metódu výpočtu základného odtoku pomocou percentilov P50, ktorá sa na Slovensku bežne používa, ale podhodnocuje základný odtok. Základný/podzemný odtok v povodí Hrona predstavuje podľa Killeho metódy v dlhodobom priemere 44% (stanica Brehy) až 60% (Štiavnička) celkového ročného odtoku.

Krásný a kol. (1982) rozdelili celý región bývalého Československa do 8 oblastí, podľa hodnoty špecifického odtoku podzemných vôd (získaných „zjednodušenou“ Killeho metódou) takto:

- I. územia s miernym odtokom podzemnej vody menším ako  $0,5 \text{ [l.s}^{-1}\text{km}^{-2}\text{]}$ ,
- II. oblasti s veľmi nízkym odtokom podzemnej vody cca  $0,5$ ,
- III. územia s nízkym odtokom podzemnej vody  $1,0 - 2,0$ ,
- IV. územia so stredným odtokom podzemných vôd  $2,0 - 3,0$ ,
- V. územia so zvýšeným odtokom podzemných vôd  $3,0 - 5,0$ ,
- VI. oblasti s vysokým odtokom podzemnej vody  $5,0 - 7,0$ ,
- VII. oblasti s veľmi vysokým odtokom podzemnej vody  $7,0 - 10,0$ ,
- VIII. oblasti s extrémne vysokým odtokom podzemnej vody viac ako  $10$ .

Podľa tohto rozdelenia vybrané subpovodia Bystrianky, Štiavničky a Vajskovského potoka patria do oblasti VIII oblasti s extrémne vysokým odtokom podzemnej vody. Subpovodia Čierneho Hrona Hrona po stanicu B. Bystrica a Brehy patria do oblasti VI. oblasti s vysokým odtokom podzemnej vody.

V tretej časti štúdie boli odvodené 100-ročné minimálne špecifické odtoky pre vybrané toky. Tieto boli v poslednej časti porovnané s hodnotami špecifického (merného) základného odtoku ( $qg$ ) z daných povodí odhadnutých Killeho metódou. Z porovania 100-ročných minimálnych špecifických odtokov s hodnotami špecifického základného odtoku (obr. 9) vyplýva, že 100-ročný minimálny odtok môže byť v extrémne suchom roku až ca 4krát nižší, ako odhadnutý špecifický základný odtok.

Táto práca poskytuje dôležité poznatky o vývoji vybraných charakteristík minimálnych prietokov v povodí Hrona a ich sezónnom výskytu, čo je dôležitý podklad pre ďalšie štúdie v oblasti hydrológie a vodného hospodárstva v danom území. V ďalšej práci sa treba zameriť konkrétnie na zhodnotenie *N*-ročných minimálnych prietokov počas letno-jesenného obdobia. Z trendovej analýzy vyplýva, že v daných subpovodiach dochádza k poklesu *N*-ročných minimálnych prietokov, i k poklesu základného odtoku. Preto prípadné nadmerné využívanie zásob podzemných vód v povodí Hrona predstavuje hlavnú kvantitatívnu hrozbu spôsobenú ľudskou činnosťou.

## **Poděkovanie**

Táto práca bola podporená projektami VEGA No. 2/0015/23 “Comprehensive analysis of the quantity and quality of water regime development in streams and their mutual dependence in selected Slovak basins”; APVV-20-0374 “Regional detection, attribution and projection of impacts of climate variability and climate change on runoff regimes in Slovakia”; and WATSIM “Water temperature simulation during summer low flow conditions in the Danube basin”.

## **LITERATÚRA**

- Balco M. (1990): Malá vodnosť slovenských tokov. Veda, Bratislava, 260 s.
- Blaškovičová, L., Danáčová, Z., Lovásová, E., Šimor, V., Škoda, P. (2013): Vývoj vybraných hydrologických charakteristik na Dunaji v Bratislave. Odborný seminár pri príležitosti osláv Dňa Dunaja, roč. 1. Bratislava: Slovenský hydrometeorologický ústav, 2013.
- Burger F. (2005): Koncept a identifikácia hydrologického sucha - deficitu podzemnej vody. Acta Hydrologica Slovaca, 6, 1, 3–10.
- Demeterová B., Škoda P. (2004): Porovnanie vybraných M-denných prietokov v období 1961–2000 a 1931–1980 na území Slovenska. Režim minimálnych prietokov na slovenských tokoch v období. Met. Čas., 7, 2004, 137–142.
- Demeterová B., Škoda P. (2005): Režim minimálnych prietokov na slovenských tokoch v období 1961–2000 na stanicích Národného Klimatického Programu. Met. Čas., 8, 3, 155–163.
- Demeterová B., Škoda P. (2009): Malá vodnosť vybraných vodných tokov Slovenska. J. Hydrol. Hydromech., 57, 1, 55–69. DOI: 10.2478/v10098-009-0006-0.
- Drako J., Majerčáková O. (1989): N-ročné minimálne prietoky. Zborník prác SHMÚ, 29/1, ALFA Bratislava, 307–380.
- Ďurigová, M., Hlavčová, K., Komorníková, M., Kalická, J., Ballová, D., Bacigál, T. (2019): Analýza zmien priemerných mesačných prietokov na Slovensku v posledných desaťročiach. Acta Hydrologica Slovaca, 20, 1, 10–21.
- Fendeková M. (1999): Space analysis groundwater runoff changes from selected Slovak catchments. Slovak Geol. Mag., 5, 1-2, 37–43.
- Fendeková, M.; Fendek, M. (1999): Killeho metóda – teória a prax. Podzemná voda, 5, 2, 77–87. ISSN 1335-1052.
- Fendeková, M., Fendek, M., Danáčová, Z. (2014): Podzemný odtok v slovenskej časti Tatier. Vodní hospodářství, 64, 8, 9–13.
- Fendeková M., Poórová J., Slivová V., Eds. (2017): Hydrologické sucho na Slovensku a prognóza jeho vývoja. 1. vydanie. Bratislava, Univerzita Komenského, 2017, 300 s. ISBN 978-80-223-4398-5
- Grešková, A. (1998): Regionalizácia charakteristík malej vodnosti v hydrológii a hydrogeografii. Geografický časopis, 50, 2, 157–174. [https://www.sav.sk/journals/uploads/05031153GC\\_1998\\_2\\_5\\_Greskova.pdf](https://www.sav.sk/journals/uploads/05031153GC_1998_2_5_Greskova.pdf)

*Electronic Book*  
*Contemporary Challenges in Environmental Research*

- Grešková, A. (1999): Výskyt a ročné rozdelenie minimálnych prietokov na slovenských tokoch. Geografický časopis, 51, 2, 193–203. [https://www.sav.sk/journals/uploads/05031202GC\\_1999\\_2\\_5\\_Greskova.pdf](https://www.sav.sk/journals/uploads/05031202GC_1999_2_5_Greskova.pdf)
- Gregor, M., Fendek, M. (2012): Kille 3.1 User's manual. HydroOffice Software Package for Water Sciences. Bratislava, 12 str.
- Griffis, V.W.; Stedinger, J.R. (2007a): The Log-Pearson type III distribution and its application in flood frequency analysis. I: Distribution characteristics. *J. of Hydrologic Engineering*, 12, 5, 482–491.
- Griffis, V.W.; Stedinger, J.R. (2007b): The Log-Pearson type III distribution and its application in flood frequency analysis. II: parameter Estimation Methods. *J. of Hydrologic Engineering*, 12, 5, 492–500.
- IACWD (1982): Guidelines for determining flood flow frequency, Bulletin 17-B. Technical report, Interagency Commit-tee on Water Data, Hydrology Subcommittee, 194 p.
- Kille, K. (1970): Das Verfahren MoMNQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwassermenge mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. *Z. Deutsch. geol. Gesell.*, 89–95. (in German).
- Koutsoyiannis D. (2005): Uncertainty, entropy, scaling and hydrological statistics. *Hydrological Sciences Journal*, 50, 3, 381–404.
- Krásný, J., Kněžek, M., Šubová, A., Daňková, H., Matuška, M., Hanzel, V. (1982): Odtok podzemní vody na území Československa. Praha: HMÚ v SNTL, 52 s.
- Majerčáková O. (1995): Niektoré problémy posudzovania malej vodnosti a minimálnych prietokov. Práce a štúdie 50, SHMÚ, Bratislava, 14–18.
- Majerčáková O., Fendeková M., Lešková D. (1997): The variability of the hydrological series due to extreme climate conditions and the possible change of the hydrological characteristics with respect to potential climate change. IAHS Publ., 246, 1997, 59–66.
- Majerčáková O., Lešková D., Šedík P. (1995): Selected characteristics of low flows of Slovak rivers. *J Hydrol. Hydromech.*, 43, 4–5, 331–353.
- OTN ŽP SR 3113-1:04 (2007): Kvantita povrchových vôd. Časť 1 Stanovenie malej vodnosti vo vodomerných stanicach. MŽP, Hydrotrend, 10 s.
- Pekárová, P., Pekár, J. (1994): Dvojkroková separácia hydrogramu na tri zložky založená na jednom chemickom stopovači. *Journal of Hydrology and Hydromechanics-Vodohospodársky časopis*, 42, 6, 365–379.
- Pekárová, P., Miklánek, P., Pekár, J., Pramuk, B. (2017): Identifikácia zmien režimu denných prietokov slovenských riek II. časť: porovnanie dvoch období. *Acta Hydrologica Slovaca*, 18, 2, 183–192.
- Pekárová, P., Onderka, M., Pekár, J., Miklánek, P., Halmová, D., Škoda, P., Mitková Bačová, V. (2002): Hydrologic scenarios for the Danube River at Bratislava. Ostrava: Key publishing, 2008, 159 s.
- Pekárová, P., Pekár, J. (2003): Identifikácia dlhodobých trendov a fluktuácií hydrologických radov (Časť II. Výsledky). *J. Hydrol. Hydromech.*, 51, 2, 97–108.
- Pilon, P.J., Adamowski, K. (1993): Asymptotic variance of flood quantile in log Pearson type III distribution with historical information. *Journal of hydrology*, 143, 3-4, 481–503.
- Poórová, J., Blaškovičová, L., Škoda, P., Šimor, V. (2013): Trendy minimálnych ročných a mesačných prietokov na slovenských tokoch. Sucho a jak mu čelit'. Praha: Česká vědeckotechnická vodohosp. společnost, Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v.v.i., Český hydrometeorologický ústav, s. 20 – 23.
- Stănescu V.A. (2004): Regional analysis of the annual peak discharges in the Danube catchment. Follow-up volume No.VII to the Danube Monograph. Regional Cooperation of the Danube Countries. Bucuresti Institutul Naional de Hidrologie si Gospodarie a Apelor Bucuresti. Bucharest, 64 p.
- Stedinger, J.R., Vogel, R.M., Foufoula-Georgiou, E. (1993): Frequency analysis of extreme events, Handbook of Hydrology, edited by D. R. Maidment, chap. 18, McGraw-Hill, New York.
- Stojkovova, M. (2007): Odtok podzemnej vody Slovenska. *Podzemná voda*, 8, 2, 146–152.
- Szolgay J. (1977): On the study of monthly low flows. *J. Hydrol. Hydromech.*, 25, 2, 135–144.

# ANALÝZA ZLOŽIEK VODNEJ BILANCIE PÔDY NA VÝCHODOSLOVENSKEJ NÍŽINE V EXTRÉMNE SUCHOM VEGETAČNOM OBDOBÍ ROKU 2022

**Milan Gomboš<sup>1</sup>, Branislav Kandra<sup>1</sup>, Dana Pavelková<sup>1</sup>, Andrej Tall<sup>1</sup>, Dorota Simonová<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Ústav hydrológie SAV, v. v. i. Bratislava, Výskumná základňa pre hydrológiu nížin Michalovce

<sup>2</sup> Slovenský hydrometeorologický ústav Bratislava, regionálne stredisko Košice

*Korešpondenčný autor: Dana Pavelková, Ústav hydrológie SAV, v. v. i. Bratislava, Výskumná základňa pre hydrológiu nížin, Hollého 42, 071 01 Michalovce, pavelkova@uh.savba.sk*

## **ABSTRAKT**

Zásoba vody v nenasytenej zóne je výslednicou interakčných procesov nenasytenej zóny s okolitými podsystémami. Voda v nenasytenej zóne tvorí zásobu a zdroj vody pre biosféru. Tento zdroj počas vegetačného obdobia zásobuje vodou vegetačný kryt. Voda v tomto zdroji nemá vlastnosti voľnej vody. Aby ju rastliny mohli využiť, musia mať rozvinutý koreňový systém a sací tlak, ktorý je schopný prekonať väzbu vody s pôdou. Informácie o časovom a priestorovom rozložení a dynamike vlhkosti v nenasytenej zóne pôdnego prostredia sú rozhodujúce pre poľnohospodársku výrobu, hospodárenie s vodou v krajinе a návrh adaptačných opatrení. V uplynulom vegetačnom období roku 2022 bolo na území Slovenska možné vidieť prejavy a pocítiť dôsledky nedostatku vody v nenasytenej zóne pôd. V podmienkach Východoslovenskej nížiny sa nedostatok vody prejavil vo forme pôdnego sucha. V práci sú kvantifikované a analyzované zložky vodného režimu pôdy v lokalite Milhostov na Východoslovenskej nížine v priebehu vegetačného obdobia roku 2022. Údajová základňa pre analýzu bola získaná monitoringom a numerickou simuláciou na matematickom modeli HYDRUS. Bola identifikovaná extrémne malá aktuálna evapotranspirácia, iba 3,2 % z potenciálnej evapotranspirácie. Bol potvrdený významný vplyv hladiny podzemnej vody na zásoby vody v koreňovej zóne pôdnego profilu. Vo forme izolínií je zobrazený priebeh vlhkosti po vertikále pôdnego profilu v priebehu vegetačného obdobia.

**Kľúčové slová:** vodný režim pôd, nenasýtená zóna, monitoring, numerická simulácia

## **ÚVOD**

Hydrologické procesy v nenasytenej zóne sú súčasťou hydrologického cyklu. Hydrologický cyklus sa skúma ako fyzikálny systém, ktorý sa člení na atmosféru (A) – rastlinný kryt (RK) – nenasýtenú zónu (NZ) – podzemnú vodu (PV). Zásoba vody v nenasytenej zóne je výslednicou interakčných procesov nenasytenej zóny s okolitými podsystémami. Na kvalitu, kvantitu a dynamiku vody v NZ má priamy vplyv aj antropogénna aktivita v krajinе. V regióne Východoslovenskej nížiny (VSN) je to hlavne poľnohospodárstvo, chemický priemysel a od 60-tych rokov minulého storočia realizované komplexné vodohospodárske úpravy (Baroková a kol., 2020; Čubanová a kol., 2022; Almikaeel a kol., 2022; Vitková et al., 2021; 2022).

Voda v NZ tvorí zásobu a zdroj vody pre biosféru. Tento zdroj počas vegetačného obdobia zásobuje vodou vegetačný kryt. V súvislosti s cyklickosťou zložiek vodnej bilancie zásoby vody v NZ majú obnoviteľný charakter. Pre posudzovanie disponibilných zásob vody v pôde pre vegetačný kryt sú na základe konvencie (Kutílek, 1978), vybrané charakteristické body vlhkostnej retenčnej čiary: polná vodná kapacita (PVK), bod zníženej dostupnosti (BZD) a bod vädnutia (BV). PVK je vlhkostný stav pôdy, ktorý nastane po odtečení gravitačnej vody z pôrov. Pri BZD sa rastliny dostávajú do stresu a ich biologické aktivity sú orientované na prežitie. Ak zásoby vody v pôde klesnú pod hodnotu zodpovedajúcu BV, nastáva v pôde stav sucha a rastliny hynú. Z uvedeného vyplýva, že disponibilný zdroj pôdnej vody pre biosféru je objem vody v zóne aerácie pôdy, ktorý zodpovedá intervalu energetickej väzby vody s pevnou fázou pôdy medzi PVK a BV. Je to existenčný interval obsahu vody pre rastlinný kryt na danom

stanovišti územia. Tento objem vody nemá vlastnosti voľnej vody. Aby ju rastliny mohli využiť, musia mať rozvinutý koreňový systém a sací tlak, ktorý je schopný prekonáť väzbu vody s pôdou. Informácie o časovom a priestorovom rozložení a dynamike vlhkosti v nenasytenej zóne pôdneho prostredia sú rozhodujúce pre poľnohospodársku výrobu, hospodárenie s vodou v krajinе a návrh adaptačných opatrení. Uvedené informácie je možné získať monitoringom a výpočtom.

V uplynulom vegetačnom období roku 2022 bolo na území Slovenska možné vidieť prejavу a pocítiť dôsledky nedostatku vody v nenasytenej zóne pôd. V podmienkach VSN sa nedostatok vody prejavil vo forme pôdneho sucha. Cieľom práce bolo kvantifikovať a analyzovať zložky vodného režimu pôdy v lokalite Milhostov na VSN v priebehu vegetačného obdobia roku 2022. Údajová základňa pre analýzu bola získaná monitoringom a numerickou simuláciou na matematickom modeli HYDRUS.

### **Popis lokality**

Skúmaná lokalita Milhostov sa nachádza na Východoslovenskej nížine. VSN geneticky predstavuje najsevernejšiu časť rozsiahlej vnútrocárpskej tektonickej depresie. Rozprestiera sa na ploche 2 638 km<sup>2</sup>. Vznikla nerovnomernými tektonickými poklesmi zemskej kôry vnútri karpatského oblúka v období neogénu a kvartéru. Pôdne pomery zodpovedajú geologickým. VSN je charakteristická vysokým podielom ľažkých a veľmi ľažkých pôd (Tab. 1).

**Tabuľka 1. Pôdne druhy na Východoslovenskej nížine**

pôdne druhy				
ľahké pôdy	stredne ľažké pôdy	ľažké pôdy	veľmi ľažké pôdy	
sand	sandy loam	loam	clay loam	clayey
loamy sand				clay
[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
2,64	50,70	4,92	21,88	19,86

Z klimatického hľadiska územie VSN leží v prechodnom pásmi medzi oceánskou a pevninskou klímou. Územie patrí do teplej, mierne vlhkéj oblasti s chladnou zimou. Jednou zo základných čŕt tunajšej klímy je veľká časová premenlivosť počasia a tým aj všetkých meteorologických prvkov. Charakteristické je tu rýchle striedanie vzduchových hmôt v každom ročnom období a rozvinutá cyklonálna činnosť (Kveták, 1983). Z hľadiska teplotného tvorí územie VSN pomerne homogénnu teplotnú oblasť. Dlhodobá priemerná teplota v tomto regióne sa pohybuje okolo 9,6°C. Dlhodobo najchladnejším mesiacom v roku v uvedenom období je január (-2,8°C) a dlhodobo najteplejším je júl (20,5°C).

Pre formovanie zrážok sú rozhodujúce cirkulačné faktory. Na VSN najviac zrážok vypadáva pri prúdení vlhkého teplého vzduchu z juhu. Zrážkonosné prúdenie zo západu, severu a východu je ochudobnené o zrážky, ktoré vypadávajú na masíve Karpát. Oblast s ročným úhrnom zrážok pod 600 mm leží v strednej až juhozápadnej časti nížiny. Do tejto oblasti spadá aj skúmaná lokalita Milhostov. Smerom na severovýchod zrážok pribúda a na území Východoslovenskej pahorkatiny dosahuje 800 až 900 mm.

### **METODIKA**

Metodický postup bol rozdelený na dve etapy. Cieľom prvej etapy bola tvorba údajovej základne pre ďalšiu analýzu. V druhej etape bola realizovaná jej analýza a interpretácia výsledkov. Údajová základňa bola tvorená výsledkami monitoringu a numerickej simulácie na matematickom modeli HYDRUS.

V rámci monitoringu bola do hĺbky 1 m po vrstvách 0,1 m analyzovaná textúra pôdneho profilu, objemová vlhkosť pôdných vzoriek a boli zmerané základné hydrofyzikálne charakteristiky. Objemová vlhkosť bola meraná gravimetricky. Výsledky meraní objemových vlhkostí boli zobrazené pomocou izočiar (izolínie, izoplety). Izočiara je z fyzikálneho hľadiska definovaná ako čiara, pozdĺž ktorej má zvolená skalárna fyzikálna veličina rovnakú hodnotu. Názov izočiary závisí od toho, akú hodnotu zobrazuje. Izoplety, pozdĺž ktorých je v pôdnom profile v rôznych časoch rovnaká vlhkosť sa nazývajú chronoizoply. Formou chronoizoplet je získaný obraz o časovom vývoji vlhkosti v pôdnom profile.

Pre získanie ľahko merateľných charakterísk bola použitá metóda numerickej simulácie na modeli HYDRUS-1D. Matematický model HYDRUS-1D vo verzii 4 bol použitý pre výpočet analyzovaných členov bilančnej rovnice v hodnotenom časovom období. HYDRUS-1D je jednorozmerný model na simuláciu toku vody, prenosu tepla a pohybu rozpustných látok podielajúcich sa v následných reakciach prvého rádu vo variabilne saturovaných pôdach (Šimůnek et al., 2008). Je založený na riešení Richardsovej rovnice (Richards, 1931) pre variabilne nasýtené prúdenie a na advekčno-disperznom type rovníc pre prenos tepla a rozpustných látok. Rovnica prúdenia ráta s poklesom pre zohľadnenie príjmu vody koreňmi rastlín. Vybraný hydraulický model van Genuchten (1980) a Maulem (1976) bol jedno-pórovity bez hysterézie. Pre každú vrstvu boli v laboratóriu zmerané základné hydrofyzikálne charakteristiky pôd a zadefinované parametre analytického vyjadrenia vlhkostných retenčných kriviek podľa van Genuchtena. Vstupné údaje o podzemných vodách boli v rámci spolupráce poskytnuté z regionálneho pracoviska SHMÚ Košice. Časový výpočtový krok simulácie bol nastavený na 1 deň. Tomu zodpovedá časová mierka všetkých vstupov a výstupov z modelu. V predloženom príspevku sú z nich prezentované informácie o evapotranspirácii, evapotranspiračnom deficite a zásobách vody do hĺbky 1 m. Pre popis skúmaných parametrov a kvantifikáciu ich vzájomných väzieb boli použité metódy popisnej štatistiky a korelačnej analýzy.

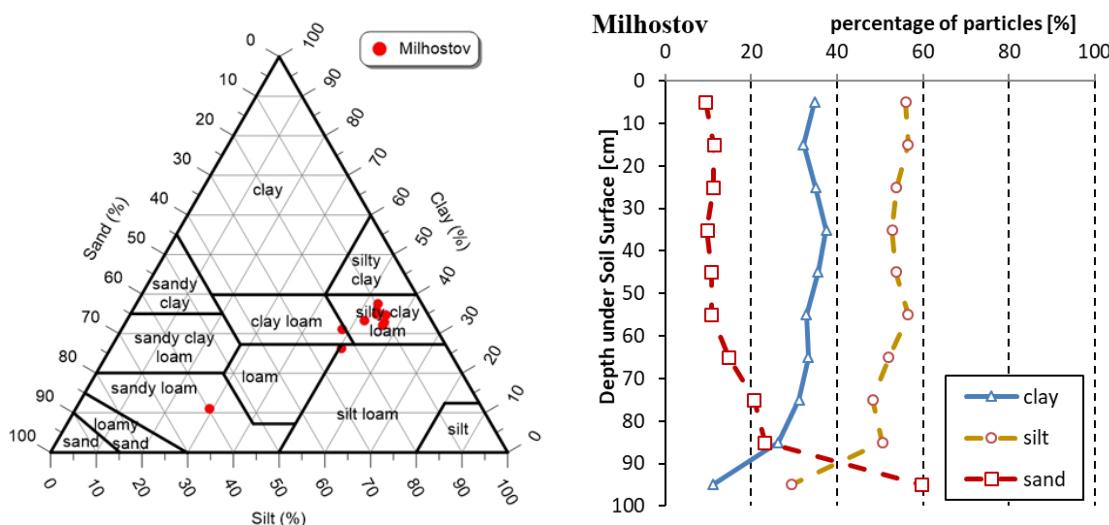
## VÝSLEDKY

Skúmaná lokalita Milhostov je situovaná v centrálnej oblasti VSN ( $48^{\circ} 40' 11''$ ;  $21^{\circ} 44' 18''$ ). Lokalita je pokrytá prachovito-ílovitými hlinami, ktoré v spodných pôdných horizontoch (80 cm) prechádzajú do piesčitých hlín (obr. 1). Priemerné retenčné charakteristiky skúmaného pôdneho profilu do hĺbky 1 m vyjadrené vo forme hydrolimitov, polná vodná kapacita (PVK), bod zníženej dostupnosti (BZD) a bod vädnutia (BV) sú uvedené v Tab. 2.

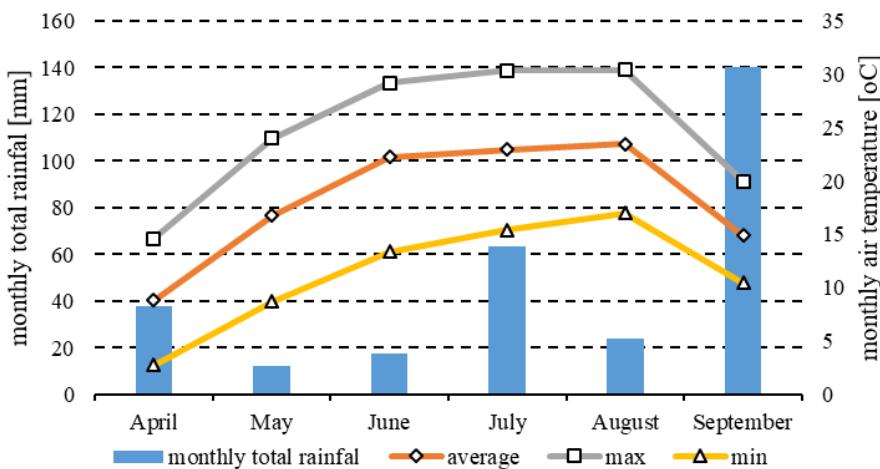
**Tabuľka 2. Priemerné hodnoty hydrolimitov v skúmanom profile do hĺbky 1 m**

Lokalita	Hydrolimity [%]		
	BV	BZD	PVK
Milhostov	23	31	42

Vo vegetačnom období (apríl – september) 2022 bol v lokalite Milhostov zrážkový úhrn 295,4 mm čo v 53 ročnom rade meraní predstavuje 13 % pravdepodobnosť výskytu. V tejto súvislosti je potrebné uviesť, že 47,5 % (140,2 mm) celovegetačného úhrnu zrážok spadlo na konci vegetačnej sezóny v mesiaci september (obr. 2). Okrem malých úhrnov zrážok sa skúmané vegetačné obdobie vyznačuje vysokými teplotami vzduchu. Ich priemerné mesačné teploty a priemerné maximálne a minimálne mesačné teploty sú na obr. 2. Táto skutočnosť mala dopady na zásoby vody v pôde a tým sa vegetačné obdobie roku 2022 radí k absolútne najsuchším od roku 1970.

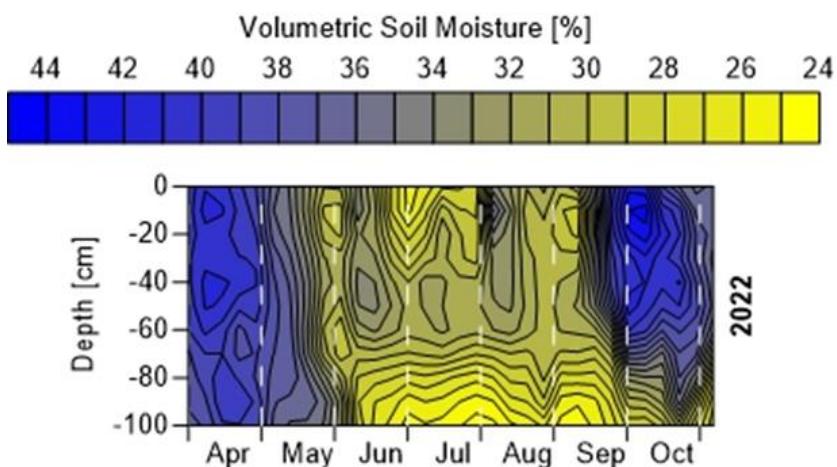


**Obr. 1. Identifikácia pôdnych druhov a textúry po vertikále skúmaného pôdneho profilu.**



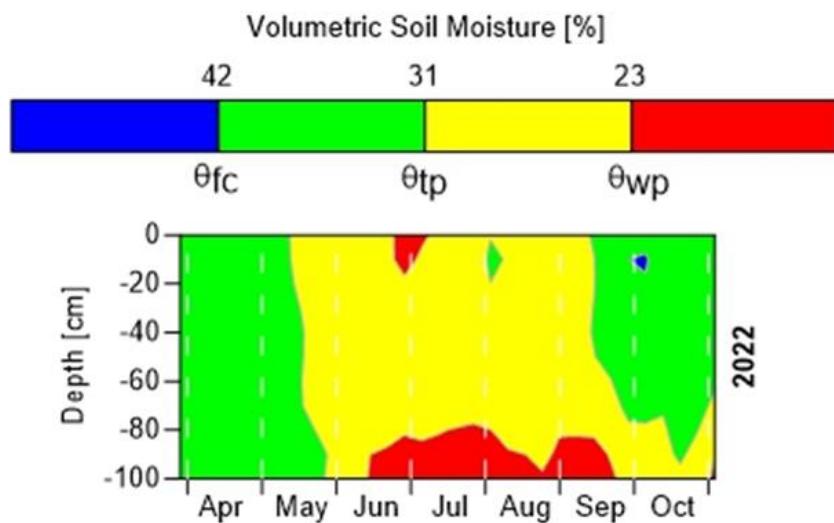
**Obr. 2. Teplotné a zrážkové pomery v skúmanej lokalite vo vegetačnom období roku 2022.**

Na obr. 3 sú vo forme izočiar zobrazené priebehy objemovej vlhkosti v skúmanom profile počas vegetačného obdobia roku 2022. Objemová vlhkosť bola meraná gravimetricky, odberom pôdnich vzoriek po vrstvach 0,1 m do hĺbky 1,0 m. Na obrázku sú jednotlivé vlhkostné úrovne rozlíšené aj farebne. Z uvedeného zobrazenia je zrejmé, že celý profil do hĺbky 1 m bol presušovaný. Presušovanie v povrchovej vrstve do 0,1 m nastalo už začiatkom mája. Vlhkosť pôdneho profilu sa súvisle nachádzala pod bodom stresu až do polovice septembra. Časti pôdneho profilu klesali až pod bod vädnutia. Tomu zodpovedal aj stav trávneho porastu, ktorý bol suchý. Septembrové zrážky postupne dosýtili vrchné pôdne horizonty do optimálneho stavu.



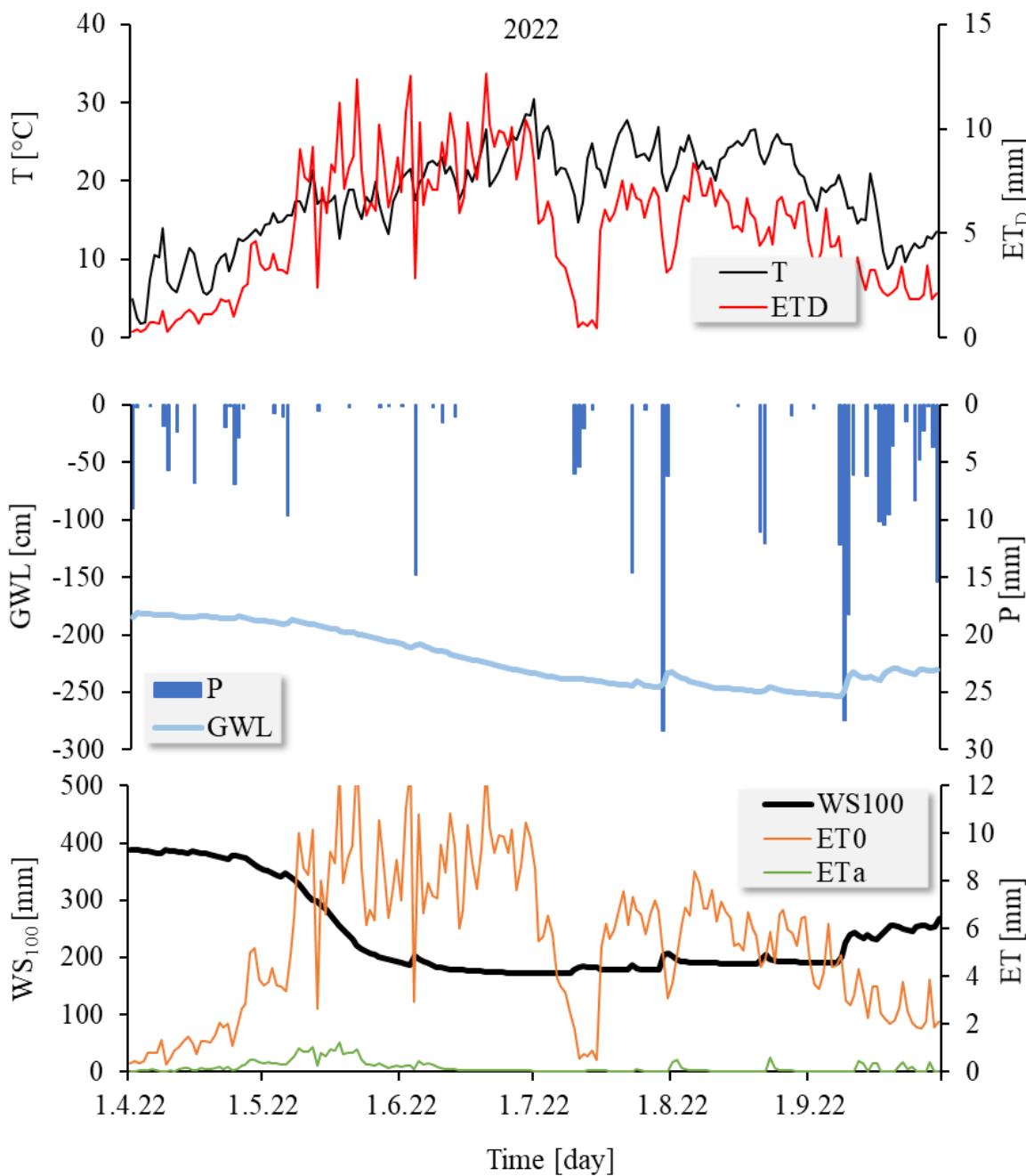
**Obr. 3. Izolínie objemovej vlhkosti pôdy do hĺbky 1 m počas vegetačného obdobia roku 2022.**

Uvedené výsledky sú výraznejšie identifikované na obr. 4. V tomto zobrazení sú intervaly vlhkostných izolíní definované hydrolimitmi PVK, BZD a BV.



**Obr. 4. Izolínie objemovej vlhkosti pôdy do hĺbky 1 m počas vegetačného obdobia roku 2022 vymedzené hydrolimitmi PVK (FC), BZD (TP) a BV (WP).**

Výsledky monitoringu uvedené na obr. 3 a 4 potvrdzujú aj výsledky uvedené na obr. 5. Sú tam uvedené numericky simulované denné úhrny potenciálnej ( $ET_0$ ) a aktuálnej ( $ET_a$ ) evapotranspirácie, evapotranspiračného deficitu  $ET_D$  a zásob vody  $WS_{100}$  v pôdnom profile do hĺbky 1 m. Zásoba vody do hĺbky 1 m 21. 5. 2022 klesá pod bod vädnutia a súvisle pod ním zotráva až do 12. 9. 2022, kedy sa zásoba vody v dôsledku septembrových zrážok dostáva nad úroveň bodu vädnutia. Tomu zodpovedajú úhrny aktuálnej evapotranspirácie, ktorá v dôsledku nedostatku vody v pôdnom profile, limitne zhora, osciluje nad nulou. Z toho dôvodu evapotranspiračný deficit je takmer identický s úhrnom potenciálnej evapotranspirácie. Teploty ( $T$ ), zrážky ( $P$ ) a úroveň hladiny podzemnej vody ( $GWL$ ) uvedené na obr. 5 doplňajú informačné pole o procesoch vyparovania a zmenách zásob vody v pôdnom profile.



**Obr. 5. Priebeh denných úhrnov potenciálnej a aktuálnej evapotranspirácie  $ET_0$ ,  $ET_a$ , evapotranspiračného deficitu  $ET_D$ , zrážok  $P$ , zásob vody  $WS_{100}$  v pôdnom profile do hĺbky 1 m, úrovne hladiny podzemnej vody  $GWL$  a priemerných denných teplôt  $T$ .**

Štatistické charakteristiky popisnej štatistiky priebehu skúmaných parametrov sú uvedené v Tab. 3. Tieto v číselnej forme súhrne charakterizujú priebehy skúmaných parametrov uvedených na obr. 5.

V Tab. 4 sú pre posúdenie tesnosti vzťahov medzi skúmanými parametrami uvedené korelačné koeficienty. Najtesnejšia väzba bola identifikovaná medzi náhodnými premennými  $ET_0$  a  $ET_D$ . Sila tejto väzby je spôsobená nízkou  $ET_a$  (3,2 % z  $ET_0$ ). Potom platí, že ak  $ET_D = ET_0 - ET_a \Rightarrow \lim_{ET_a \rightarrow 0} ET_D = ET_0$ , čo spôsobuje, že korelačný koeficient sa blíži funkčnej hodnote.

Veľmi významná väzba bola identifikovaná medzi hladinou podzemnej vody  $GWL$  a zásobou vody  $WS_{100}$  (0,82), čo svedčí o interakčných procesoch medzi podzemnou vodou a zásobou

vody v koreňovej vrstve pôdneho profilu. Očakávané významné korelačné väzby sa potvrdili medzi teplotou  $T$  a  $ET_0$ ,  $ET_D$  a tým aj  $GWL$ .

**Tabuľka 3. Charakteristiky popisnej štatistiky**

<b>Parameter</b>	<b><math>GWL</math></b>	<b><math>ET_0</math></b>	<b><math>ET_a</math></b>	<b><math>ET_D</math></b>	<b><math>WS_{100}</math></b>	<b><math>T</math></b>
	[cm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[°C]
Stredná hodnota	-220,90	5,34	0,17	5,17	238,86	18,24
Chyba strednej hodnoty	1,79	0,23	0,02	0,22	5,60	0,45
Medián	-229,82	5,58	0,05	5,48	194,97	19,15
Smerodajná odchýlka	24,24	3,10	0,24	3,02	75,70	6,04
Rozptyl výberu	587,43	9,62	0,06	9,13	5730,18	36,53
Špicatosť	-1,40	-0,70	3,78	-0,76	-0,57	-0,30
Šikmost'	0,39	0,21	2,02	0,19	1,01	-0,55
Rozdiel max-min	73,26	13,27	1,21	12,64	217,27	28,65
Minimum	-253,60	0,00	0,00	0,00	171,46	1,88
Maximum	-180,35	13,27	1,21	12,64	388,73	30,53
Suma	40424,38	976,76	31,37	945,39	43711,78	3338,60
Počet	183	183	183	183	183	183
Hladina spoľahlivosti (95,0 %)	3,54	0,45	0,04	0,44	11,04	0,88

**Tabuľka 4. Korelačná tabuľka závislostí medzi skúmanými parametrami**

	<b><math>P</math></b>	<b><math>GWL</math></b>	<b><math>ET_0</math></b>	<b><math>ET_a</math></b>	<b><math>ET_D</math></b>	<b><math>WS_{100}</math></b>	<b><math>T</math></b>
<b><math>P</math></b>	<b>1</b>						
<b><math>GWL</math></b>	-0,13	<b>1</b>					
<b><math>ET_0</math></b>	-0,27	-0,17	<b>1</b>				
<b><math>ET_a</math></b>	-0,22	0,49	0,36	<b>1</b>			
<b><math>ET_D</math></b>	-0,26	-0,21	0,997	0,29	<b>1</b>		
<b><math>WS_{100}</math></b>	0,04	0,82	-0,56	0,26	-0,59	<b>1</b>	
<b><math>T</math></b>	-0,12	-0,67	0,63	-0,13	0,65	-0,82	<b>1</b>

## ZÁVER

V práci boli analyzované základné zložky vodného režimu pôdneho profilu do hĺbky 1m v lokalite Milhostov na VSN. Analýza bola realizovaná v extrémne suchom vegetačnom období roku 2022. Základom analýzy boli výsledky monitoringu a numerickej simulácie zložiek vodného režimu na matematickom modeli HYDRUS-1D. Korelačná analýza potvrdila významnú úroveň interakčných procesov medzi podzemnými vodami a zásobou vody v pôdnom profile. Je to spôsobené tým, že podzemné vody po istú kritickú hĺbkou doplňajú zásoby vody v koreňovej zóne pôdneho profilu.

Bola identifikovaná veľmi nízka úroveň aktuálnej evapotranspirácie  $ET_a$ , ktorej úhrn za celé vegetačné obdobie bol iba 3,2 % z  $ET_0$ . To malo odraz vo vysokom evapotranspiračnom deficite, ktorý takmer kopíroval  $ET_0$ . Okrem toho sa potvrdili očakávané významné korelačné väzby medzi teplotou  $T$  a  $ET_0$ ,  $ET_D$  a následne aj  $GWL$ .

## **Poděkovanie**

Autori děkují za finančnú podporu VEGA 2/0044/20.

## **LITERATÚRA**

- Almikaeel, W., Čubanová, L., Šoltész, A. (2022): Hydrological drought forecasting using machine learning – Gidra river case study. *Water*, 14, 3, no. 387. DOI: 10.3390/w14030387
- Baroková, D., Červeňanská, M., Šoltész, A. (2020): Assessment of the impact of proposed cut-off walls on ground-water level regime during extreme hydrological conditions. *Acta Hydrologica Slovaca*, 21, 1, 113–122. 2644-4690. DOI: <https://doi.org/10.31577/ahs-2020-0021.01.0014>
- Čubanová, L., Šoltész, A., Mydla, J. (2022): Analysis of droughts due to the operation of water structures: Gidra river case study. *Pollack Periodica*, 17, 1, 111–116. DOI: 10.1556/606.2021.00463.
- Kutilek, M. (1978): *Vodohospodářská pedologie*. Praha (SNTL a ALFA).
- Kveták, Š. (1983): Niekteré vztahy medzi klimatickými prvkami vo vybraných lokalitách na Slovensku. Bratislava, ALFA, 1983, 264 s.
- Mualem, Y. A. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12, 3, 513–522. <https://doi.org/10.1029/WR012i003p00513>
- Richards, L. A. (1931): Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1, 1931, 318–333.
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M., Van Genuchten M.Th. (2008): The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media, Version 4.0x, Hydrus Series 3, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, CA, USA, 2008.
- Van Genuchten, M. Th. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 1980, 892–898. <https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x>
- Vitková, J., Toková, L., Botková, N. (2022): Modeling of soil water retention curves based on two programs. *Acta Hydrologica Slovaca*, 23, 2, 157–162. 2644-4690. DOI: <https://doi.org/10.31577/ahs-2022-0023.02.0017>
- Vitková, J., Šurda, P., Rončák, P., Botková, N., Zvala, A. (2021): Statistical analysis of soil water content differences after biochar application and its repeated application during 2020 growing season. *Acta Hydrologica Slovaca*, 22, 2, 320–325. 2644-4690. DOI: <https://doi.org/10.31577/ahs-2021-0022.02.0036>

## **ANTS AS BIAS FOR BIOINDICATION STUDIES OF CARABID BEETLES (COLEOPTERA, CARABIDAE) IN FLOOD PLAIN FORESTS**

**Zbyšek Šustek**

Institute of Zoology of Slovak Academy of Sciences

*Corresponding author: Zbyšek Šustek, Institute of Zoology of Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9,  
846 05 Bratislava, zbysek.sustek@savba.sk*

### **ABSTRACT**

The enormously strong populations of ants in floodplain forests are able to strongly locally suppress the Carabid populations. If studied separately, the carabid communities of hygrophilous species may seemingly appear to be affected by a decreased soil humidity or absenting regular floods. In this way, the results of biondicaton studies can be strongly biased or misinterpreted. The aim of this study is to show such situation caused by the ant *Lasius ferrugineus* in the Danubian floodplain two years after putting the Gabčíkovo hydrologic structures.

**Keywords:** ants, *Lasius ferrugineus* Carabid beetles, floodplain forest, bioindication

### **INTRODUCTION**

The carabid beetle has excellent prerequisites for bioindication of environmental changes because of ecological differentiation of individual species, good knowledge of their ecology (Hurka 1996, Lindroth 1949), and geographic distribution and convenient and effective quantitative sampling. However, the results of ecological studies may be biased by various factors like relations with other animals. The ants may belong to them. The aim of this paper is to illustrate, how an extremely strong population of the ant *Lasius ferrugineus* can exterminate the Carabids in a segment of floodplain forest. And in this way they seriously bias the results of sampling of Carabids carried out in order to monitor the environmental changes caused by operation of the Gabčíkovo hydraulic structures

### **METHODS AND DATA (STUDY AREA)**

The study was made in the floodplain forest Dunajské kriviny near Dobrohošť (Slovakia) in the within-dike zone of the Danube in order to monitor the changes resulting from building of Gabčíkovo hydraulic structures. The willow and poplar stand was sparse and consisted of thin young trees and shrubs covering the small gravel islands (Fig. 1) between a dense network of branches, which were originally filled by water at the beginning of study in 1989 before putting the hydraulic structures in operation and were completely dried later after 1993. The top of the islands was about 1 – 1.5 m above the water table in the original situation, while the bottom of branches was dried after putting the hydraulic structures in operation.

The beetles were pitfall trapped. 10 traps were exposed during the whole vegetation season. The traps were emptied in one-month intervals.



**Fig. 1. The flooded stand structure of Dunajské kriviny near Dobrohošť before putting the Gabčíkovo structure in operation.**

The activity abundance of individual species and the cumulative abundance of the whole on year sample was used as an indicator of observed antagonistic relations between the ants and carabids. In addition, the community humidity preference index (Šustek 2004) was used to show the proper reactions of the carabid community on the running changes of hydrological regime.

Other numerously occurring arthropods from the traps were also registered.

## **RESULTS AND DISCUSSION**

The community consisted of 1951 individuals belonging to 76 species. In individual years 20-32 species were recorded and 70 -474 individual were collected. For the purpose of this study only the subdominant (more than 0.5% of individuals to dominant species (more than 5% of individual) are presented in the Table 1. The sporadically recorded species were omitted.

Most species were hygrophilous (*Pterostichus niger*, *Pterostichus anthracinus*, *Platynus assimilis*, *Agonum moestum*) to strongly hygrophilous species that needed the permanent presence of water table (*Elaphrus uliginosus*, *Bembidion dentelum*). However sparse stand and the drying after 1993 allowed penetration of open landscape species (*Pseudophonus rufipes*, *Trechus quadrifasciatus*, *Amara aenea*).

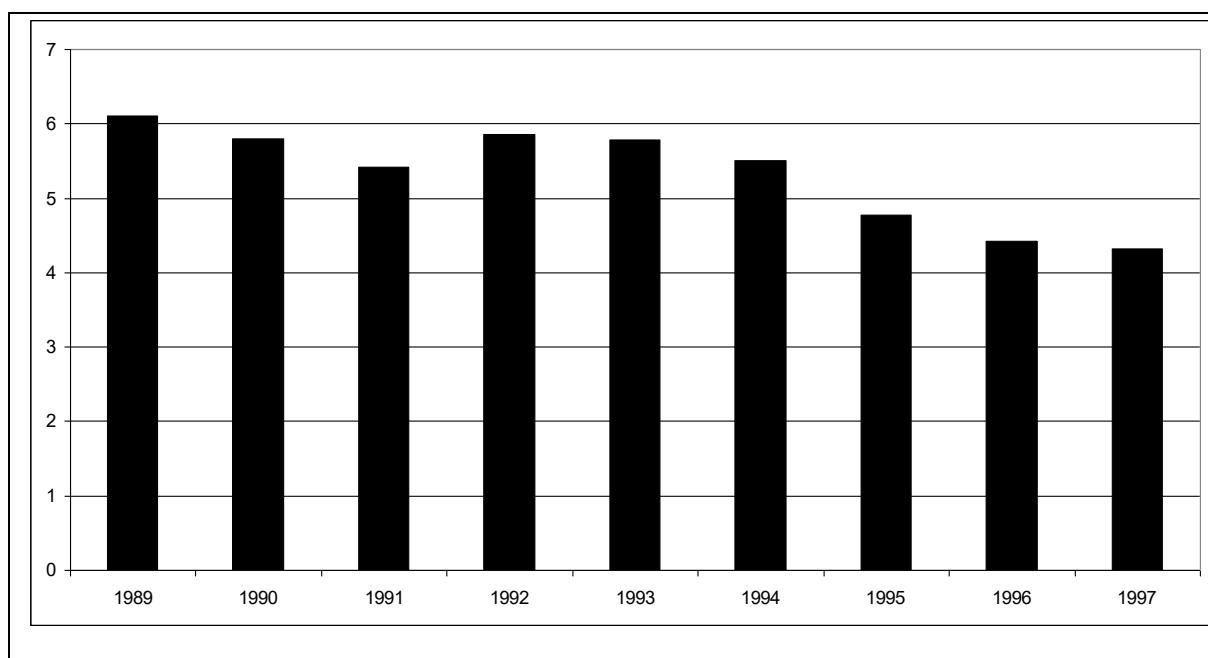
Numbers of individual fluctuated in each year, but until 199, the total numbers exceeded about 200, in 1995 the total number decreased to 146 but in 1996 and 1997 a strong drop to 70 was recorded. Similarly, the number of species decreased from 28 -30 to 20 (Tab. 1).

Of course there was observed a decline of the humidity preference index in 1996 and 1997. With certain delay it reflected absence of floods and drying of the habitat.

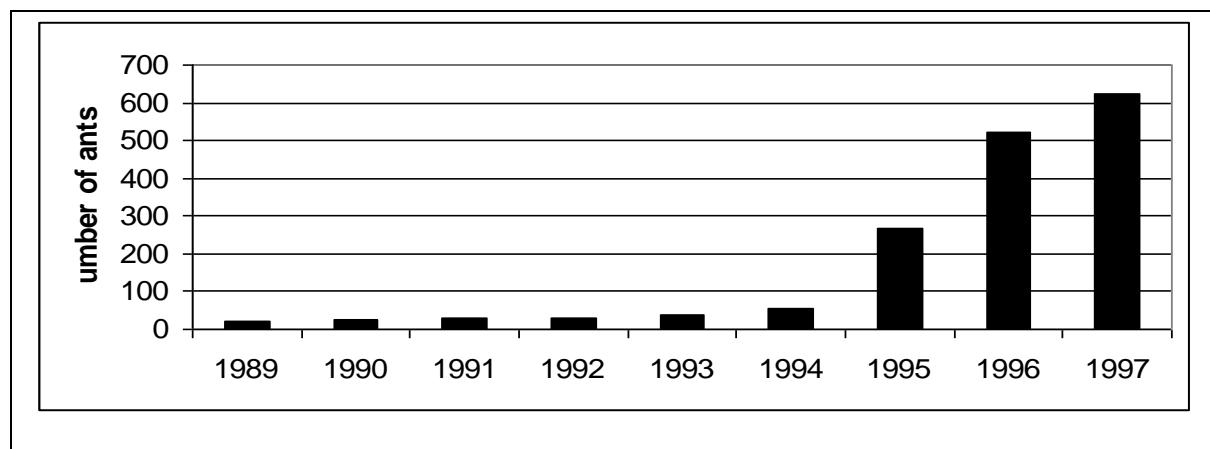
However, a striking difference was in 1996 and 1997 when a strong colony of *Lasius ferrugineus* appeared in Dunajské Kriviny (Fig. 3).

**Table 1. Survey of individual dominant species in 1989 -1997 and their humidity (HP) preference according to Šustek (2004)**

Species	HP	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997
Pterostichus niger Schaler, 1783	6	8	17	16	121	13	67	14	1	
Agonum moestum (Duftschmidt, 1812)	8	45	12	33	51	15	10	5	3	6
Oxypselathus obscurus (Herbst 1784)	6	75	25	15	41	9	5	1	3	3
Stomis pumicatus (Pabzer, 1796)	6	37	23	15	25	21	6	12	2	13
Patrobus atrorufus (Stroem, 1788)	7	40	28	23	30	8	12	1		
Carabus granulatus Linnaeus, 1758	7	4	5	12	21	49	39	4	1	
Trechus quadristriatus (Schrank, 1781)	4	21	17	32	17	8	6	17	3	2
Asaphidion flavipes (Linnaeus 1761)	6	7	2	4	44	11	11	12	15	
Pterostichus melanarius (Illiger, 1798)	5	1	4	17	17	11	17	9	6	2
Platybus assimilis (Haykull, 1790&)	7	12	6	3	26	24	1	5	3	
Badister lacertosus (Sturm, 1815ň)	6	27	17	5		14	3	2	2	3
Pseudophonus rufipes (Panzer 1787)	4	6			2	1	15	25	12	10
Syntomus obscuroguttatus (Duftsch.t, 1812)	5	8	7	3	10	8	4	8		3
Pterostichus strenuus (Panzer, 1797)	7	7	4	3	6	5		3		4
Acupalpus meridianus Linnaeus, 1761)	5	1	1	2	18					1
Epaphius secalis( Paykull, 1790)	3		1	10	2	3	3			
Amara aenea (De Geer, 1774)	3	1		7		2	1	6		1
Licinus depressus (Paykull, 1790)	7		1		2	2	4	4	4	1
Badister unipustulatus Bonelii, 1812	7	4	3	2	1	2	3	2		
Pterostichus anthracinus (Illiger, 1798)	8	8	2	3			2	1		
Bembidion dentellum (Thurberg, 1787)	8		1		9	1	1			
Amara similata (Gyllebhål, 1810)	3						1		2	8
Elaphrus fuliginosus (Panzer 1809)	8	10								
Number of all individuals		337	187	233	474	227	231	146	71	70
Number of allspecies		32	28	29	32	28	30	28	20	23



**Fig. 2. Changes of humidity preference index of Carabid community in Dunajské kroviny in 1989-1997 (1 -xerophilous species, 6 –most hygrophilous specie).**



**Fig. 3. Expansion of *Lasius ferrugineus* in Dunajské kriviny after 1994.**

This colony was active especially in area of traps number 6-8 where huge numbers of ants occurred and occupied all scrubs. The tables. 2-3 shows that almost no carabids occurred in their vicinity or only sporadically occurring individuals were recorded in traps.

It is obvious that the carabid, which as such are mostly predaceous, were attacked by ants and almost disappeared in this area. The attacking by the ants obviously occurred even in spite of the fact that most of the Carabid species in this locality were much larger than *Lasius ferrugineus* and could defend if the attacks were more or less individual. A comparable body size was only in the species of the genera *Syntomus*, *Bembidion* and *Trechus*.

**Table 2. Relation of number of ants in vicinity of individual trap and of number of carabid in 1996**

	Traps									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ants	10	15	12	8	11	35	118	255	42	15
P. niger				1						
A. moestum			1	2						
O. obscurus			1	1		1				
S. pumicatus				1				1		
P. atrorufus										
C. granulatus						1				
T. quadristriatus	3	2	4	5		1				
A. flavipes	1	3	2	4		2			1	2
P. melanarius	1				2					
P. assimilis	1	1	1							
B. lacertosus		2	1							
P. rufipes										
S. obscuroguttatus										
P. strenuus										
A. meridianus										
E. secalis										
A. aenea										
L. depressus										
B. unipustulatus										
P. anthracinus										
B. dentellum										
A. similata										
E. fuliginosus										

**Table 3. Relation of number of ants in vicinity of individual trap and of number of carabid in 1997**

Ants	Traps									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
8	13	10	19	26	37	159	281	43	29	
C. arabis										
P. niger										
A. moestum	1	2	2	1						
O. obscurus	1		1		1					
S. pumicatus	3	1	4	2	2					1
P. atrorufus										
C. granulatus										
T. quadristriatus			1				1			
A. flavipes										
P. melanarius				1	1					
P. assimilis										
B. lacertosus	1		1		1					
P. rufipes	2		2	2	1					3
S. obscuroguttatus	1			1				1		
P. strenuus	1			1	1					1
A. meridianus										
E. secalis										
A. aenea			1							
L. depressus				1						
B. unipustulatus										
P. anthracinus										
B. dentellum							1	2		
A. similata	1		2							
E. fuliginosus										

## CONCLUSIONS

The attacking of Carabids by ants and reduction of their species number a cumulative abundance was a combined and partly delayed effect of drying of Dunajské kriviny after putting the Gabčíkovo structures in operation. The expansion ants considerably affected the Carabids communities and biased results of the monitoring. Similar effect is to be regarded in all similar field t as a methodical difficulty and considered at data interpretation.

## Acknowledgement

This study was supported by the grant VEGA 1/0392/22.

## REFERENCES

- Hůrka, K. (1996): Carabids of the Czech and Slovak republic, Kabourek, Zlín.
- Lindroth, K. (1949): Fennoskanndischen Carabidae, Teil III. Algemeiner Teil, Stockholm.
- Šustek, Z. (2004): Characteristic of humidity requirement and relation to vegetation cover of selected Central-European Carabids. Geobiocenologické spisy, 9, 2004, 210–214.

## CHARACTERIZATION OF PALEOSOL-LOESS LAYERS AND THEIR MODIFICATION PROCESSES

**Csilla Király<sup>1</sup>, Gergely Jakab<sup>1,2</sup>, István Viczián<sup>1</sup>, József Szeberényi<sup>1</sup>, Péter Kónya<sup>3</sup>, Zoltán Szalai<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> Geographical Institute, Research Centre for Astronomy and Earth Sciences, HUN-REN

<sup>2</sup> Department of Environmental and Landscape Geography, Faculty of Science, ELTE, Eötvös University

<sup>3</sup> Division of Geology, Directorate of Geology, Supervisory Authority for Regulatory Affairs

*Corresponding author Csilla Király, Geographical Institute, 45, Budaörsi str, Budapest, Hungary,  
kiraly.csilla@csfk.org*

### **ABSTRACT**

Paleosols' chemical and physical behavior depends on different processes, such as climate, reworking, weathering, and connection with different fluid systems. For this reason, it is important to know how we can distinguish among the different processes. This study focused on three different kinds of loess-paleosol systems (from Zebegény, Nagymaros, and Bátaapáti, Hungary). We analyzed the chemical and physical properties to understand the processes affecting the system. For this reason, granulometry, mineralogy, organic material, and susceptibility were also studied. The results show that the three paleosol-loess systems were not reworked, however, macro morphology suggested the opposite in two cases (Nagymaros, Zebegény). Furthermore, the climate in two cases was rainy (Zebegény, Nagymaros), and one was alternating (dry and rainy periods) during the paleosol formation. The main result of weathering is the clay mineral precipitation, mainly smectite in all areas.

**Keywords:** paleosol, weathering, reworking, granulometry, mineralogy

### **INTRODUCTION**

Loess-paleosol sequences help to understand past climate (Sheldon-Tabor, 2009), however, different types of soils can form under the same climate (Pécsi, 1995). Furthermore, we have noticed that several processes affect the sequences after the formation, such as landslides or weathering (Curry et al., 2009, Licht et al., 2016) and it is questionable which processes modify the original structure of the soil (Vandenbergh et al., 2017). In this study, we try to determine different processes that can affect a loess-paleosol sequence in the case of three areas. For this reason, the chemical and physical properties of the loess-paleosol sequences were studied. The studied samples were the following: Zebegény and Nagymaros are located in the Danube Band, North Hungary, and Bátaapáti is located in South Hungary.

### **MATERIAL AND METHODS**

#### *Study area*

The Bátaapáti Loess Exposure (N 46°13'49.7"; E 18°36'28.9") is situated northeast of the village Bátaapáti in the Geresdi Hills. The hill is a loess-covered area, with its plateau surface barely reaching an elevation of 250 meters above sea level. The typical landform types of the hill include loess plateaus, interfluvial ridges, hillslopes, erosional and derasional (dry) valleys, and gullies (Balogh, Schweitzer 2008). The streams in the micro-region drain towards the adjacent hilly regions.

These hills represent remnants of the Upper Pannonian, Upper Pliocene piedmont, situated in the south-eastern foothills of the Mecsek Mountain. The basement rock of the Geresdi Hills consists of Paleozoic granitic-crystalline formations. Subsequently, a major stratigraphic hiatus is observed, followed by the deposition of Miocene Helvetian (Carpathian) terrestrial

conglomerates, sandstone, variegated clays, as well as Pannonian clay, silty clay, sand, and sandstone layers. These geological units are overlain by thick Quaternary loess deposits, which are further characterized by loess-paleosol sequences (Császár 1997). The hill's surface is predominantly covered by brown forest soils.

Sediment sampling was conducted from the loess–paleosol sequence located in one of the left tributary valleys within the Huta stream's drainage basin, known as the Nyár or Naspolya valley. This 250 cm sequence includes two middle Pleistocene loess layers separated by a paleosol layer.

The Zebegény Loess Exposure (N 47°48'05.5"; E 18°54'42.3"; 115 m asl) and the Nagymaros Exposure (N 46°13'49.7"; E 18°36'28.9"; 125-127 m asl; Pécsi 1959) are situated in the southern foreland of the Börzsöny Hills, within the Danube Bend region, also known as the Visegrád Gorge.

In this river bend, the Danube has developed an antecedent valley between the Börzsöny and Visegrad Hills since the Middle Pleistocene (Riss) period (Pécsi 1959). The Danube has formed 3-4 terraces here and receives several tributaries from the adjacent regions (Ruszkiczay et al. 2005). The region reaches its lowest point at an elevation of 105-107 meters above sea level, while the highest areas of the surrounding hills range from 480 to 600 meters above sea level. The basement rock primarily consists of Miocene andesite and dacite, with some areas also containing littoral-sublittoral limestone (Rákosi Limestone Formation, Korpás 1990) and sandy gravel. These geological units are overlain by thick Quaternary deposits, including fluvial deposits (sand and gravel) of the Danube and its tributaries, thick loess-paleosol sequences that cover the older terraces, as well as older and younger diluvial and colluvial sediments.

The Zebegény Exposure is situated on the Malom Stream's small terrace, which is 200 meters north of the confluence with the Danube. The Nagymaros Exposure is located on terrace No. III of the Danube developed in the Middle Pleistocene (Riss).

### **Methods**

Loess and paleosol samples were collected every 10 cm of depth throughout the sequences. . The samples were studied by X-ray powder diffraction (XRD) (Phillips PW 1730 diffractometer) using a Cu cathode, 20 kV, 30 mA tube current, graphite monochromator, and goniometer speed of 2°/min to analyse mineralogical composition. Prior to the measurements, the samples were powdered to a particle size of <63 µm. The relative amounts of the phases were determined using XDB Powder Diffraction Phase Analytical software 2.7.

Total carbon content was determined by an Elemental analyser; the inorganic carbon content was known from the result of XRD. Total carbon, Nitrogen and Hydrogen measurement using a variomax cube elemental analyser was used. Carbon nitrogen ratio is connected to atmospheric deposition, and carbon might be indicative of soil organic matter. A sample in the combustion chamber in excess oxygen was introduced in the chamber where the sample was mineralized at a temperature of 900 °C.

Grain size measurements were done using a Malvern Master Sizer 3000 and Horiba Partica 950-V2 LA laser diffraction device, the device uses the technique of laser diffraction to estimate the particle size and particle size distribution of materials. This is done by measuring the intensity of light scattered as a laser beam passes through a dispersed particulate sample. The data is then analysed to calculate the size of the particles that created the scattering pattern. Grain size distribution pattern is observed under the packed software that controls the measurement process by analysing scattering data to calculate particle size distribution. Samples were chemically pre-treated before size measurement by adapting the widely used procedure described by Konert and Vandenberghe (1997).

Automated image analysis techniques can provide a statistically robust, objective, and representative sample description by a large number of observed grains. The mineral grains

were scanned using the  $5\times$  objective to provide a  $0.56\text{ }\mu\text{m}$  pixel size of the built-in Nikon Eclipse microscope and CCD camera of the Malvern Morphologi G3SE-ID device (Malvern Panalytical, Malvern, Worcestershire, UK) under transmitted (diascopic) illumination providing  $0.3\text{ }\mu\text{m}^2/\text{pixel}$  resolution. The studied morphological parameters are HS circularity, convexity, solidity and aspect ratio.

## **RESULTS AND DISCUSSION**

Samples from Nagymaros and Zebegény exhibit the same mineralogy, with a consistent trend in depth. The smectite content increases with depth, while the calcite content decreases with depth. In contrast, the samples from Bátaapáti show a constant smectite content (8-12 m/m%) and the carbonate content varies alternately (Fig.1.).

The results of the Elemental Analyser show that the carbon content is higher in the case of Bátaapáti. Furthermore, the calculated organic carbon content was also higher in samples from Bátaapáti.

Grain size distribution analyses show that samples from Bátaapáti have one main modus, while samples from the two other areas exhibit a complex grain size distribution curve. However, when we focus on the clay fraction, there are no significant differences because the clay fraction ranges from 3.5 to 16.6 v/v% in Bátaapáti, 3.1 to 14.7 v/v% in Nagymaros and 6 to 16.6 v/v% in Zebegény.

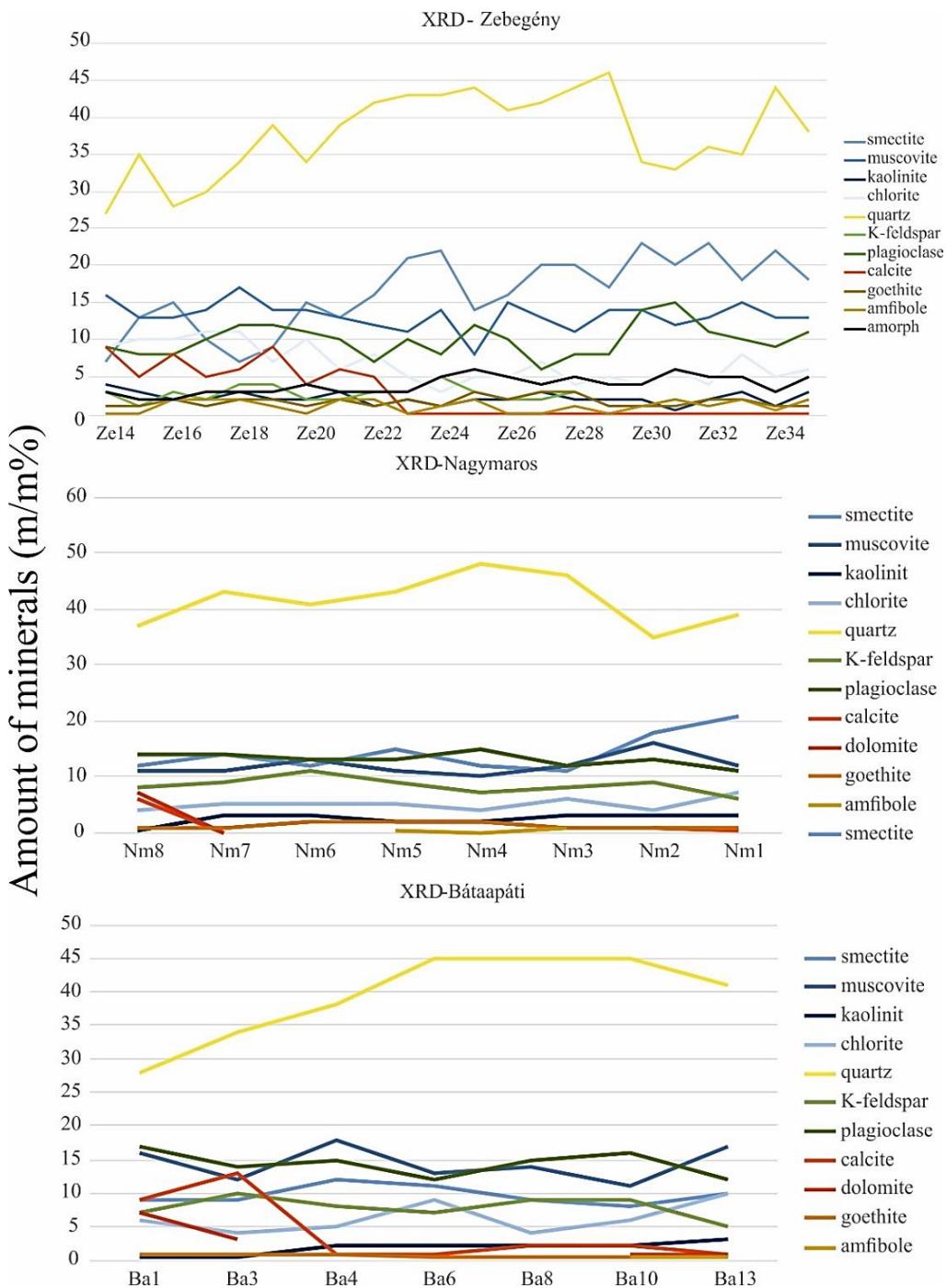
The analysed morphological properties (HS circularity, convexity, aspect ratio, solidity) of the samples also do not show significant differences among the studied samples.

Based on the results, it can be stated that the paleosol sequences have not undergone any reworking process. However, the grain size distribution curves of Nagymaros and Zebegény are complex. Bátaapáti samples contain a high amount of carbonate, but the grain size distribution curves are unimodal, for this reason, this sequence is also unreworked.

Based on the amount of carbonates, the paleosols of Nagymaros and Zebegény likely formed in a wet climate, possibly as brown forest floor soil. The paleosol form Bátaapáti formed in an alternating climate, where both wet and dry periods occurred. The presence of smectite indicates that the temperature was tropical (Kome et al. 2019).

## **CONCLUSIONS**

- 1) Complex grain size distribution curves themselves do not necessarily indicate that a loess-paleosol sample has been reworked; they may form during weathering processes.
- 2) Carbonate content can be a useful indicator for studying whether a sequence has been reworked or not. Changes in carbonate precipitation can signify reworking. However, if the original soil also contains carbonate, alteration in carbonate levels within the sequence may result from alternating climatic conditions.
- 3) Different types of clay minerals can provide insights into estimating the temperature at which soils were formed.



**Fig. 1. Mineral composition of the analysed samples from the left to the right on the X axis indicate deeper horizons, including paleosols.**

## Acknowledgement

The project was funded by the Hungarian Scientific Research Fund FK128230.

## REFERENCES

- Balogh, J., Schweitzer, F. (2008): Domborzati formák (Landforms). In: Schweitzer, F., Bérci, K., Balogh, J. A Bátapátiiban épülő nemzeti radioaktív hulladék-tároló környezetföldrajzi vizsgálata (The Environmental

*Electronic Book*  
*Contemporary Challenges in Environmental Research*

Geography Study of the National Radioactive Waste Repository Project in Bátaapáti), Budapest, 39–52.  
In Hungarian

Curry, A. M., Porter, P. R., Irvine-Fynn, T., Rees, G., Sands, T. B., Puttick, J. (2009): Quantitative particle size, microtextural and outline shape analyses of glacigenic sediment reworked by paraglacial debris flows. – Earth Surface Processes and Landforms, 34, 1, 48–62.

Császár, G. (1997): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Táblázatok és rövid leírások. (Basic lithostratigraphic units of Hungary. Chart and short descriptions) – A MÁFI alkalmi kiadványai. Budapest, 1997. In Hungarian

Kome, G. K., Enang, R.K., Tabi, F. O., Kfuban Yerima, B.P. (2019): Influence of Clay Minerals on Some Soil Fertility Attributes: A Review. Open Journal of Soil Science, 9, 2019, 155–188.

Konert, M., Vandenberghe, J. (1997): Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: A solution for the underestimation of the clay fraction. Sedimentology, 44, 1997, 523–535.

Korpás L. (ed.) (1998): Magyarázó a Börzsöny és Visegrádi-hegység földtani térképéhez. MÁFI, Budapest, 178p.  
In Hungarian

Licht, A., Pullen, A., Kapp, P., Abell, J., Giesler, N. (2016): Eolian cannibalism: Reworked loess and fluvial sediment as the main sources of the Chinese Loess Plateau. Geological Society of America Bulletin, 128, 5-6, 944–956.

Pécsi M. (1959): A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. Akadémiai Kiadó, Budapest, 345 p. In Hungarian

Pécsi M. (1995): The Role of Principles and Methods in Loess-Paleosol Investigations. GeoJournal, 36, 2-3, 117–131.

Ruszkiuczay-Rüdiger, Zs., Dunai T., Fodor L., Bada G., leél-Őssy Sz., Horváth E. (2005): A negyedidőszaki függőleges kéregmozgások számszerűsítése a Duna völgyében a korábbi kronológiai adatok és új, kozmogén  $^{3}\text{He}$  kitettségi kor mérések alapján. (Quantification of Quaternary vertical motions: constraints from former chronological data and new cosmogenic  $^{3}\text{He}$  exposure ages, Danube Valley, Hungary). – Földtani Közlöny 135/3, 373–403. In Hungarian

Sheldon, N., Tabor, N. (2009): Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. Earth-Science Reviews, 95, 2009, 1–52.

Vandenberghe, J., Sun, Y., Wang, X., Abels, H. A., Liu, X. (2018): Grain-size characterization of reworked fine-grained aeolian deposits. Earth-Science Reviews, 177, 2018, 43–52.

## DANUBE RIVER HEATWAVES

**Igor Leščešen, Biljana Basarin**

Department of Geography, Tourism and Hotel Management, Faculty of Sciences, University of Novi Sad, Serbia

*Corresponding author: Igor Leščešen, Department of Geography, Tourism and Hotel Management, Faculty of Sciences, University of Novi Sad, Trg Dositeja Obradovića 3, Novi Sad, Serbia, igorlescesen@yahoo.com*

### **ABSTRACT**

Rising temperatures significantly impact flowing water systems and their associated ecosystems. Despite limited research on European river heatwaves, this study analyzes water temperature data from 1991 to 2022 at five Danube River gauging stations in Serbia. We aim to understand riverine heatwaves and their link to climate change.

Our analysis reveals a warming trend in the Danube River basin, with increasing annual, summer, and winter water temperatures. Riverine heatwaves are more frequent during both hydrological summer and winter, featuring extended durations and high temperatures, especially in summer. Statistical analyses confirm these trends.

We also note spatial temperature variations along the Danube, with downstream areas consistently warmer due to geographical and hydrological factors. Riverine heatwaves correlate with low discharge during summer, highlighting the vulnerability of aquatic ecosystems. Some heatwaves occur during above-normal discharge in winter, indicating complex temperature-discharge interactions.

This study advances understanding of riverine heatwaves and their climate change implications. Continued research and monitoring are vital for managing the ecological and socio-economic impacts of rising temperatures in river ecosystems, where river water temperature serves as a crucial indicator of long-term trends.

**Keywords:** Danube, heatwave, temperature, climate change

### **INTRODUCTION**

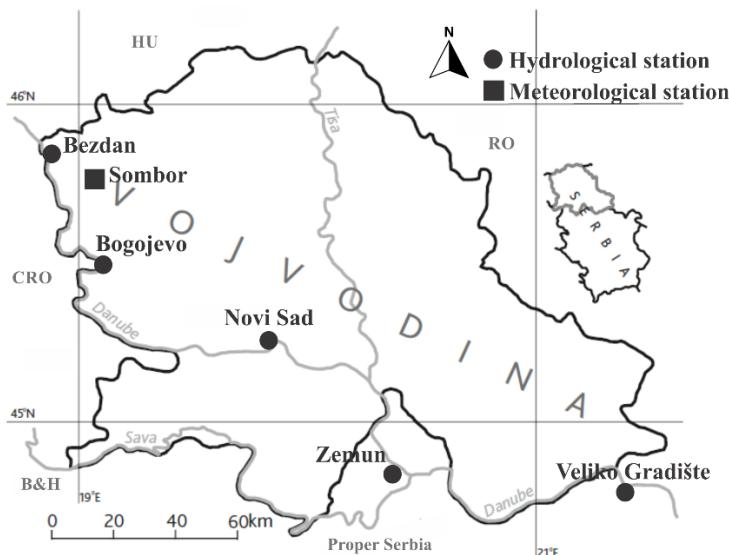
Temperature plays a pivotal role in the dynamics of flowing water systems, exerting a profound influence on various physical properties and driving chemical and biochemical processes within lotic ecosystems (Webb et al., 2008). Riverine temperature fluctuations govern the lifecycles of aquatic organisms, regulating their metabolic activities (Álvarez and Nicieza, 2005), distribution patterns (Boisneau et al., 2008), abundance (Wenger et al., 2011), community composition (Dallas, 2008) and growth (Imholt et al., 2010). Consequently, aquatic species are constrained by specific temperature ranges they can endure (Caissie, 2006). Beyond its direct effects, water temperature also indirectly impacts critical ecosystem functions by influencing chemical reactions (Hannah et al., 2008) and other physical properties, such as density, vapor pressure and viscosity (Feigl et al., 2021), thereby shaping primary production, decomposition, and nutrient cycling in river ecosystems (Friberg et al., 2009). These processes have a profound impact on parameters like dissolved oxygen levels (Sand-Jensen and Pedersen, 2005) and, inevitably, water quality (Beaufort et al., 2016). Alterations in the thermal regime of river systems can disrupt established synchrony among aquatic communities (Woodward et al., 2010; Marković et al., 2013) and may serve as indicators of broader environmental warming trends (Pekarova et al., 2008). Furthermore, river temperature holds socio-economic significance for industries requiring cooling, drinking water production, and fisheries, where it affects factors like fish growth, survival, and demographic characteristics (Hannah and Garner, 2015). Consequently, changes in river temperature can profoundly impact hydro-ecological and socio-economic conditions within riverine and neighboring regions, necessitating thorough assessment and preventive measures (Feigl et al., 2021).

Recent increases in climate variability have led to rising water temperatures, prompting a heightened interest in anomalous extreme high-temperature events known as heatwaves, due to their potentially disproportionate impact compared to gradual, long-term shifts in mean temperature (Vasseur et al., 2014). Positive trends in heatwave characteristics, encompassing frequency, duration and occurrence, have been observed in ocean, coastal and lake ecosystems (Oliver et al., 2021). These trends have been associated with shifts in ecosystem metabolism (Berger et al., 2020), increased organism mortality (Till et al., 2019) and deteriorating water quality (Tassone et al., 2022). Notably, lotic water temperatures have exhibited an upward trajectory since the mid-20<sup>th</sup> century (Kaushal et al., 2010), and significant changes in river water temperature are projected to continue throughout the 21<sup>st</sup> century due to the influence of climate change (Basarin et al., 2016). Surprisingly, the occurrence and impacts of heatwaves in riverine systems have not been thoroughly explored, introducing uncertainty into our understanding of riverine heatwave distribution and trends.

In light of these considerations, this study aims to clarify the frequency, duration and occurrence of riverine heatwaves. We achieve this by analyzing in-situ water temperature measurements spanning from 1991 to 2022, obtained from five gauging stations strategically positioned along the Danube River in Serbia. Our hypothesis posits that heatwave characteristics will be positively influenced by rising atmospheric temperatures and declining precipitation, in conjunction with reduced river discharge. Through this research, we seek to shed light on the dynamics of riverine heatwaves, advancing our understanding of their drivers and implications within the context of changing environmental conditions.

## METHODS AND DATA

The Danube River, stretching across Europe from west to east, covers a longitudinal span of 22 degrees and traverses 11 different countries, from the heights of the Schwarzwald Mountains to its ultimate destination, the Black Sea (Schiller et al., 2010). Spanning approximately 2850 km in length and boasting a vast basin area measuring 807,000 km<sup>2</sup>, the Danube holds a prominent position in the European landscape. Historical data from the period of 1961 to 2000 indicates an average discharge rate of around 7122 m<sup>3</sup>/s at the entrance of the Delta, specifically at the Ceatal Izmail station situated at coordinates 45.22 N, 28.73E. The middle and lower Danube basin typically experiences the highest annual average temperature (12°C), while the coldest regions can be found in the Carpathians and the Alps, primarily at elevated altitudes. The Austrian Alps, specifically the Sonnblick Observatory, holds the record for the lowest mean annual temperature at -6.2°C (Basarin et al., 2016). Within the borders of the Republic of Serbia, the Danube River extends for roughly 588 km. This study focuses on the northern region of Serbia, located within the Middle Danube Basin. In order to assess the temperature patterns of the Danube River in Serbia, we analyzed the water heatwaves recorded at the five monitoring stations: Bezdan, Bogojevo, Novi Sad, Zemun and Veliko Gradište (Figure 1).



**Fig. 1.** Study area showing hydrological stations and meteorological station.

The Republic Hydrometeorological Service of Serbia (RHMZ) maintains an archive of water temperatures data records obtained at regular daily intervals, with measurements taken at 7:00 a.m (Basarin et al., 2016). For this study we used daily water temperature data for 1991-2022 period. Basic statistical characteristics of the data set are presented in Table 1.

Meteorological information is obtained from Sombor meteorological station for the period from 1991 to 2020. Meteorological data has shorter span because of lack of daily temperature data for 2021 and 2022. This data is employed to assess the correlation between water temperature and air temperature. The Sombor meteorological station is strategically situated in proximity to two gauging stations, namely Bezdan and Bogojevo. These comprehensive datasets were also acquired through the Republic Hydrometeorological Service of Serbia (RHMZ) for the purpose of conducting this analysis.

**Table 1. Statistical characteristics of the data sets**

Parameter	Bezdan	Bogojevo	Novi Sad	Zemun	Veliko Gradište
Mean temperature (°C)	12.86	12.95	12.74	12.96	13.48
Median (°C)	13.2	13.4	12.93	3.13	13.36
Std. Deviation (°C)	7.46	7.35	7.43	7.68	7.53
Kurtosis	-1.39	-1.38	-1.37	-1.37	-1.37
Skewness	0.01	0.01	0.04	0.04	0.05
Minimum temperature (°C)	0.49	0.44	0.45	0.19	0.21
Maximum temperature (°C)	26.31	26.34	27.10	26.78	26.45

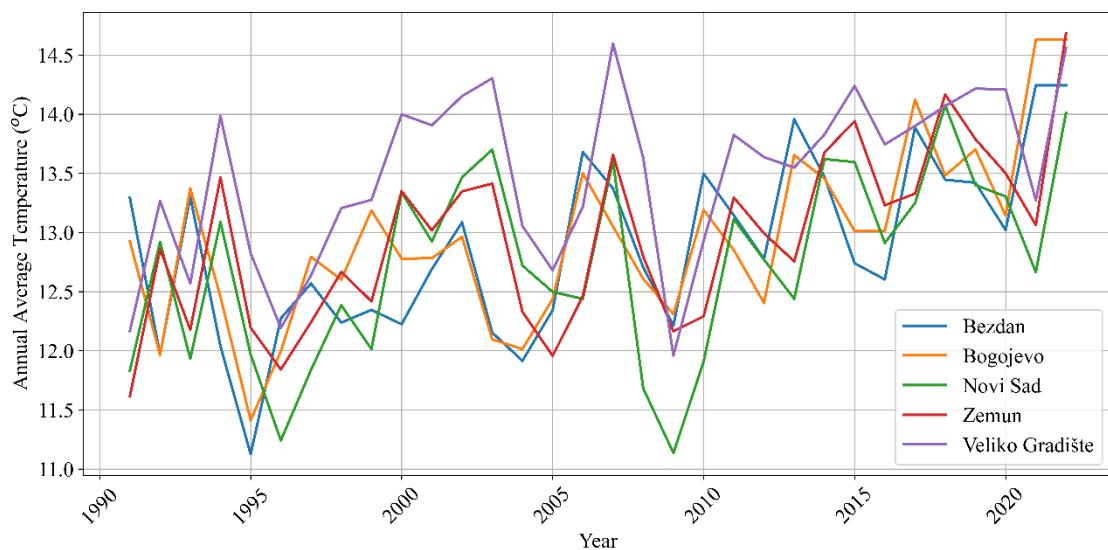
For the purpose of trend detection, we employed the non-parametric Mann-Kendall (MK) test, a widely utilized method for identifying trends in hydrological and climatological time series data (Bezak et al., 2016; Leščešen et al., 2021; Tassone et al. 2022). This test relies on Kendall statistics, with the null hypothesis ( $H_0$ ) positing that there is no discernible trend present within the time series. Conversely, the alternative hypothesis ( $H_a$ ) suggests the existence of a trend, which could manifest as either a positive or negative trend within the examined data series (Kendall, 1975). In our study, we set a significance level of 0.05 to determine whether statistically significant trends were present. Given that heatwaves are relatively infrequent

events and often span across monthly boundaries, Mann–Kendall tests were employed for seasonal water temperature trend assessment.

Riverine heatwaves were defined in accordance with the criteria established by Hobday et al. (2016) for marine heatwaves. These heatwaves are characterized by daily mean water temperatures surpassing a locally determined 90<sup>th</sup> percentile threshold, which varies with the season, and persisting for a minimum duration of five consecutive days. For each identified heatwave, key parameters such as its duration and cumulative intensity above the 90<sup>th</sup> percentile threshold were quantified. Additionally, the frequency of heatwaves at each monitoring site was determined by counting the number of heatwave events occurring annually. These events were categorized based on the hydrological seasons of the northern hemisphere, with hydrological winter spanning from October to March and hydrological summer from April to September.

## RESULTS AND DISCUSSION

Figure 2 shows mean annual water temperatures fluctuations at five selected stations. At Bezdan gauging station for the period between 1991 and 2022 long-term average annual water temperature was 12.9 °C, for the Bogojevo station 13 °C, for the Novi Sad 12.7 °C, Zemun 13 °C and for Veliko Gradište station 13.5 °C.



**Fig. 2. Average annual water temperatures of Danube River at selected stations.**

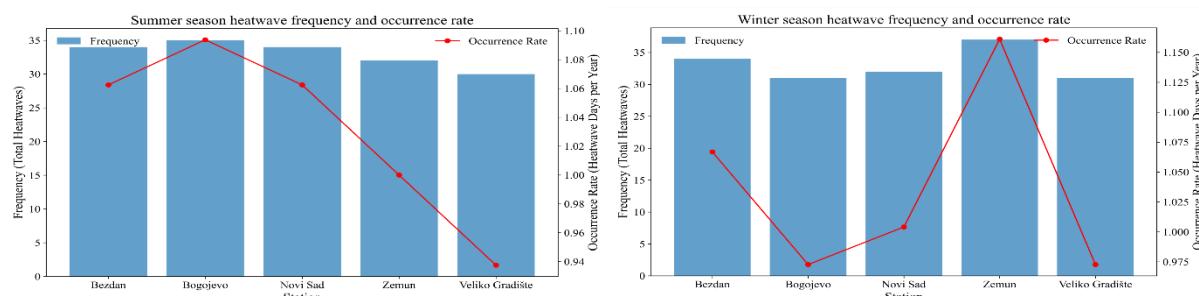
The data presented in Fig. 2. offers valuable insights into the temporal trends and spatial variation in Danube River temperatures. Notably, there is a discernible gradient in temperatures, with Bezdan, situated upstream, generally exhibiting cooler average temperatures compared to Veliko Gradište, positioned downstream. This spatial pattern suggests the influence of geographical and hydrological factors on temperature dynamics within the river. Over the studied years, an intriguing temporal trend emerges, characterized by a gradual warming of water temperatures at all locations. This warming trend is particularly pronounced in the downstream locations, reflecting the cumulative effects of increasing temperatures as one moves along the river's course.

There was a total of 330 river heatwave events (5.306 days) between 1991 and 2022 for the 50 sites (58.435 daily observations) considered in this analysis. The trends in water temperatures for the Danube River in Serbia were analysed using the Mann–Kendall trend test (Table 2).

**Table 2. Seasonal Mann-Kendall results**

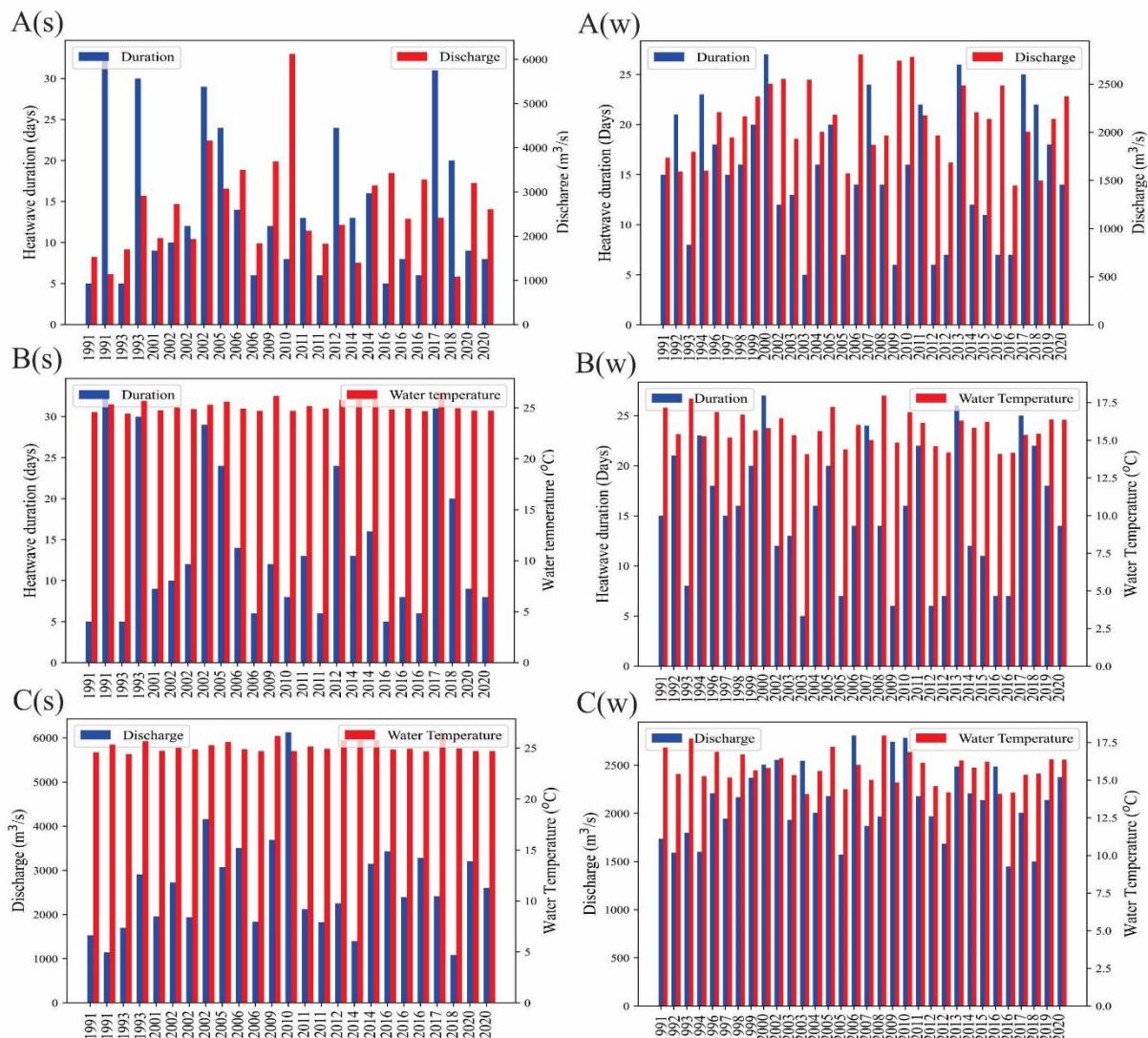
Season	Bezdan		Bogojevo		Novi Sad		Zemun		Veliko Gradište	
	Trend	p-value	Trend	p-value	Trend	p-value	Trend	p-value	Trend	p-value
<b>Annual</b>	0.446	0.000	0.466	0.000	0.338	0.000	0.443	0.000	0.387	0.000
<b>Summer</b>	0.096	0.000	0.091	0.000	0.083	0.000	0.088	0.000	0.079	0.000
<b>Winter</b>	0.080	0.000	0.084	0.000	0.057	0.000	0.080	0.000	0.061	0.000

The MK trend test indicates that there is a statistically significant ( $p<0.05$ ) increase in annual as well as seasonal water temperatures at all investigated stations during observed period. The results presented in the table 2 reveal compelling trends in annual and seasonal water temperature variations across the five studied locations along the Danube River. In terms of annual trends, all stations exhibit statistically significant temperature increases over time, with p-values of 0.000, underscoring the robustness of these findings. This indicates a consistent warming trend in the Danube River basin, which aligns with the broader global pattern of rising temperatures associated with climate change. Furthermore, when focusing on the summer and winter seasons, a similar pattern emerges, with all locations showing significant warming trends. This seasonal variation underscores the year-round impact of rising temperatures, with potential consequences for aquatic ecosystems and associated socio-economic activities.



**Fig. 3. Danube River heatwaves frequency and occurrence rate per selected stations.**

Danube River heatwaves are increasing during both hydrological summer and winter. During summer season heatwaves increased in frequency by 0.339 events per year ( $p=0.041$ ), and during winter season heatwaves increased by 0.193 per year ( $p=0.002$ ) over the study period. Thus, the frequency of discrete, extended ( $\geq 5$  d) periods of extremely high-water temperatures is increasing when water temperature is at its annual peak (Fig. 3).



**Fig. 4. Comparison between Heatwave duration and Discharge ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) during heatwave (A), Heatwave duration and Average Water Temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) during heatwave (B) and Average Water Temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) during heatwave and Water Discharge ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) during heatwave (C)**

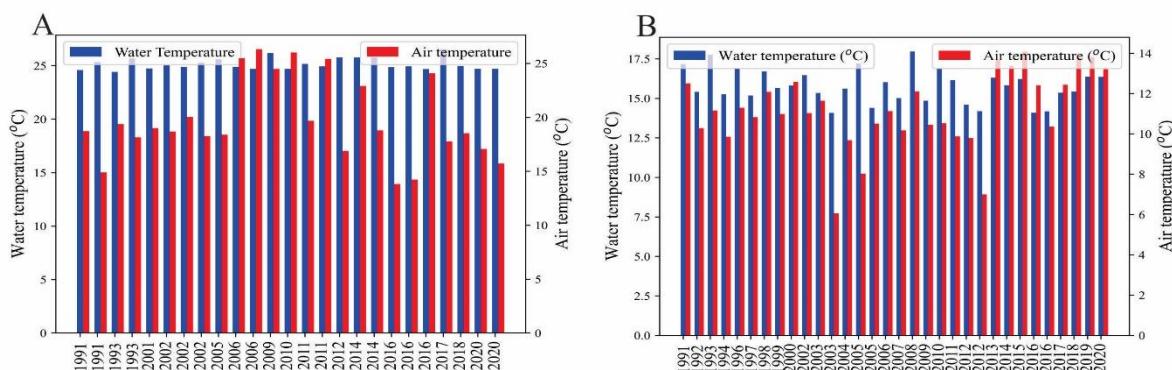
\*Comparisons are made for parameters observed at Bezdan station  
 (subscript S-summer, W-winter).

Fig. 4 provides essential insights into the characteristics of riverine heatwaves spanning multiple years, encompassing their duration, average temperature during these heatwave events, and associated discharge levels. These heatwaves exhibit a diverse temporal range in their duration, varying from short-lived events lasting as briefly as 5 days to more persistent occurrences extending up to 33 days. This variability highlights the changing nature of extreme temperature events in the river. Simultaneously, the average temperature during heatwaves demonstrates annual fluctuations, with recorded temperatures ranging from approximately  $24.34^{\circ}\text{C}$  to  $26.54^{\circ}\text{C}$ . These temperature variations may signify the influence of varying climatic conditions and external factors affecting heatwave intensity. Interestingly, the relationship between discharge and heatwaves unveils considerable variability, with some heatwaves coinciding with low discharge, while others occur during periods of elevated discharge. This intricate interplay may result from complex interactions between temperature and discharge, potentially influenced by regional hydrological factors and climatic patterns.

In contrast, the average annual water temperatures during the colder months from October to March along the downstream journey from Bezdan to Veliko Gradište in the Danube River. It

reveals a compelling spatial pattern characterized by an ascending gradient in average water temperatures as one progresses downstream. This spatial variation underscores the cumulative impact of geographical features and hydrological influences shaping the river's thermal profile. The culmination of these effects becomes evident at Veliko Gradište, the furthest downstream station, where the highest average cold-season temperatures are recorded.

In the context of heatwaves in the Danube River, it is notable that these events predominantly coincide with river discharge levels at or below what is considered normal discharge conditions. Nevertheless, certain heatwaves have occurred during periods when river discharge was at or even exceeded expected normal conditions, particularly during the hydrological winter season. In contrast, heatwaves observed during the hydrological summer, corresponding to the European spring and summer seasons, are notably associated with reduced discharge levels. These findings align with similar observations made in North American rivers (Tassone et al., 2023), highlighting the universality of these patterns in riverine ecosystems.



**Fig. 5. Comparison between water and air temperatures during warm (A) and cold (B) period of the year at Bezdan station.**

From Fig. 5. It is apparent that both summer water temperatures and summer air temperatures exhibit a general upward trend, indicative of warming conditions. This suggests that during the summer season, the water temperatures are rising in conjunction with the air temperatures, reflecting a positive correlation between the two variables. Such synchronization between air and water temperatures is consistent with the broader context of climate change, where rising global temperatures impact both terrestrial and aquatic environments.

As we transition to the winter season, a similar trend is observed, albeit with cooler temperatures compared to summer. Winter water temperatures also exhibit an increasing trend, which parallels the overall warming pattern associated with climate change. Interestingly, the winter air temperatures appear to exhibit some variability, but a general upward trend persists, implying a degree of seasonally-driven temperature changes. Towards the end of the dataset, there is a noticeable divergence between winter water and air temperatures, with water temperatures continuing to increase while air temperatures exhibit a more gradual ascent. This divergence may reflect the influence of thermal inertia in water bodies, where they respond more slowly to changes in air temperature.

The maximum long-term average air temperature at Sombor registers its peak in July (22.5 °C), whereas the maximum long-term average water temperature at Bezdan is observed in August (22.9 °C). This temporal lag can be attributed to the unique heat capacity of water, which represents the quantity of energy needed to raise the temperature of a given mass by one degree. The delay is primarily a consequence of the disparity in heat capacity between air and water. Due to water's notably higher heat capacity, during the summer months, a body of water gradually accumulates substantial heat as it warms up, whereas during winter, heat is slowly released from the water as it cools down (Basarin et al., 2016). Additionally, this lag may be associated with the influence of spring snowmelt runoff, which tends to depress water

temperatures. Consequently, river water temperature serves as a valuable indicator of prolonged trends in river heat dynamics (Pekarova et al., 2008).

## **CONCLUSIONS**

In conclusion, this study has offered comprehensive insights into the intricate relationship between riverine temperature dynamics, climate change, and the occurrence of heatwaves in the Danube River. Temperature plays an indispensable role in the functioning of lotic ecosystems, impacting various aspects of aquatic life and ecosystem processes. Our findings align with a broader global trend of rising temperatures associated with climate change, emphasizing the urgency of understanding and mitigating its consequences on river ecosystems. The observed increase in river water temperatures, particularly during the cold period from October to March, as we move downstream along the Danube River, underscores the influence of geographical and hydrological factors. This spatial pattern signifies the cumulative impact of these factors, ultimately resulting in higher average cold-season temperatures at downstream locations. The trends in river heatwaves revealed that they are increasing in both hydrological summer and winter, indicating an overall intensification of extreme temperature events throughout the year. This increase in riverine heatwaves, coupled with altered discharge patterns, highlights the vulnerability of aquatic ecosystems to changing climatic conditions. Furthermore, the synchronization between air and water temperature trends during both summer and winter seasons underscores the influence of climate change on riverine environments. Rising global temperatures are driving parallel increases in both air and water temperatures, accentuating the pervasive impact of climate change on terrestrial and aquatic ecosystems alike. The observed divergence between winter water and air temperatures towards the end of the dataset underscores the thermal inertia of water bodies, where they respond more slowly to changes in air temperature. This phenomenon serves as a reminder of the complexity of interactions within river ecosystems and underscores the importance of continued research and monitoring to assess and address the impacts of climate change on riverine environments. In this context, river water temperature emerges as a vital indicator of long-term trends in river heat dynamics, offering valuable insights for the conservation and management of river ecosystems in a changing climate.

## **Acknowledgement**

This research was supported by ExtremeClimTwin project, which has received funding from the European Union's Horizon 2020 research and innovation programme under grant agreement No 952384.

## **REFERENCES**

- Álvarez, D., Nicieza, A. G. (2005): Compensatory response “defends” energy levels but not growth trajectories in brown trout, *Salmo trutta* L. P. Roy. Soc. B-Biol. Sci., 272, 2005, 601–607. <https://doi.org/10.1098/rspb.2004.2991>
- Basarin, B., Lukić, T., Pavić, D., Willby, L. R. (2016): Trends and multi-annual variability of water temperatures in the river Danube, Serbia, *Hydrol. Process.* DOI: 10.1002/hyp.10863
- Beaufort, A., Moatar, F., Curie, F., Ducharme, A., Bustillo, V., and Thiéry, D. (2016): River Temperature Modelling by Strahler Order at the Regional Scale in the Loire River Basin, France. *River Res. Appl.*, 32, 2016, 597–609. <https://doi.org/10.1002/rra.2888>
- Berger, A. C., Berg, P., McGlathery, K.J., Delgard, M.L. (2020): Long-term trends and resilience of seagrass metabolism: A decadal aquatic eddy covariance study. *Limnol. Oceanogr.*, 65, 2020, 1423–1438. doi:10.1002/lno.11397

*Electronic Book*  
*Contemporary Challenges in Environmental Research*

- Bezak N., Brilly M., Šraj M. (2016): Flood frequency analyses, statistical trends and seasonality analyses of discharge data: a case study of the Litija station on the Sava River. *Journal of Flood Risk Management*, 9, 2016, 154–168. <https://doi.org/10.1111/jfr3.12118>.
- Boisneau, C., Moatar, F., Bodin, M., and Boisneau, P. (2008): Does global warming impact on migration patterns and recruitment of Allis shad (*Alosa alosa* L.) young of the year in the Loire River, France? *Fish and Diadromy in Europe (ecology, management, conservation)*, Springer, Dordrecht, the Netherlands, 179–186. [https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8548-2\\_14](https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8548-2_14)
- Caissie, D. (2006): The thermal regime of rivers: A review. *Freshwater Biol.*, 51, 2006, 1389–1406. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2006.01597.x>
- Dallas, H. (2008): Water temperature and riverine ecosystems: An overview of knowledge and approaches for assessing biotic responses, with special reference to South Africa. *Water Sa*, 34, 2008, 393–404. <https://doi.org/10.4314/wsa.v34i3.180634>
- Feigl, M., Lebiedzinski, K., Herrnegger, M., Schulz, K. (2021): Machine-learning methods for stream water temperature prediction. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 25, 2021 2951–2977. <https://doi.org/10.5194/hess-25-2951-2021>
- Friberg, N., Dybkjær, J. B., Olafsson, J. S., Gislason, G. M., Larsen, S. E., and Lauridsen, T. L. (2009): Relationships between structure and function in streams contrasting in temperature. *Freshwater Biol.*, 54, 2009, 2051–2068. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2009.02234.x>
- Hannah, D. M., Garner, G. (2015): River water temperature in the United Kingdom. *Prog. Phys. Geog.*, 39, 2015, 68–92. <https://doi.org/10.1177/0309133314550669>
- Hannah, D. M., Webb, B.W., Nobilis, F. (2008): River and stream temperature: dynamics, processes, models and implications. *Hydrol. Process.*, 22, 2008, 899–901. <https://doi.org/10.1002/hyp.6997>
- Hobday, A.J. Alexander, V.L., Perkins, E.S., Smale, A.D., Straub, C.S., Oliver, C.J.E., Benthuysen, A.J., Burrows, T.M., Donat, G.M., Feng, M., Holbrook, N.J., Moore, J.P., Scannell, A.H., Sen Gupta, A., Wernberg, T. (2016): A hierarchical approach to defining marine heatwaves. *Prog. Oceanogr.*, 141, 2016, 227–238. doi:10.1016/j.pocean.2015.12.014
- Imholt, C., Gibbins, C. N., Malcolm, I. A., Langan, S., and Soulsby, C. (2010): Influence of riparian cover on stream temperatures and the growth of the mayfly *Baetis rhodani* in an upland stream. *Aquat. Ecol.*, 44, 2010, 669–678. <https://doi.org/10.1007/s10452-009-9305-0>
- Kaushal, S. S., Likens, E.G., Jaworski, A., N., Pace, L.M., Sides, M.A., Seekell, D., Belt, T.K., Secor, H.D., Wingate, L. R. (2010): Rising stream and river temperatures in the United States. *Front. Ecol. Environ.*, 8, 2010, 461–466. doi:10.1890/090037
- Kendall M. G. (1975): Rank Correlation Methods, 4th edn. Charles Griffin, London.
- Leščešen I., Šraj M., Pantelić M., Dolinaj D. (2021): Assessing the impact of climate on annual and seasonal discharges at the Sremska Mitrovica station on the Sava River, Serbia. *Water supply*, 22, 1, 195–207.
- Marković, D., Scharfenberger, U., Schmutz, S., Pletterbauer, F., Wolter, C. (2013): Variability and alterations of water temperatures across the Elbe and Danube River Basins. *Climatic Change*, 119, 2013, 375–389.
- Oliver, E. C. J., Benthuysen, J.A., Darmaraki, S., Donat, G.M., Hobday, A.J., Holbrook, N.J., Schlegel, R.W., Sen Gupta, A. (2021): Marine heatwaves. *Ann. Rev. Mar. Sci.*, 13, 2021, 313–342. doi:10.1146/annurev-marine-032720-095144
- Pekarova, P., Halmova, D., Miklanek, P., Onderka, M., Pekar, J., Skoda, P. (2008): Is the water temperature of the Danube River at Bratislava, Slovakia, Rising? *Journal of Hydrometeorology*, 9, 2008, 1115–1122.
- Sand-Jensen, K., Pedersen, N. L. (2005): Differences in temperature, organic carbon and oxygen consumption among lowland streams. *Freshwater Biol.*, 50, 2005, 1927–1937. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2005.01436.x>
- Schiller H, Miklós D, Sass J. (2010): The Danube River and its basin physical characteristics, water regime and water balance. In: *Hydrological processes of the Danube River basin—perspectives from the danubian countries*, Brilly M. (eds). Springer Science+Business Media B.V, Springer Netherlands, Dordrecht: 25–78.
- Tassone, S. J., Besterman, A. F., Buelo, C. D., Walter, J. A., Pace, M. L. (2022): Co-occurrence of aquatic heatwaves with atmospheric heatwaves, low dissolved oxygen, and low pH events in estuarine ecosystems. *Estuaries Coasts*, 45, 2022, 707–720. doi:10.1007/s12237-021-01009-x
- Till, A., Rypel, A.L., Bray, A., Fey, S.B. (2019): Fish die-offs are concurrent with thermal extremes in north temperate lakes. *Nature Clim. Change*, 9, 2019, 637–641. doi:10.1038/s41558-019-0520-y

*Electronic Book*  
*Contemporary Challenges in Environmental Research*

- Vasseur, D. A., DeLong, P.J., Gilbert, B., Greig, S. H., Harley, D.G.C., McCann, S.K., Savage, V., Tunney, D.T., OConnor, I. M. (2014): Increased temperature variation poses a greater risk to species than climate warming. *Proc. Roy. Soc. B: Biol. Sci.*, 281, 2014, 20132612. doi:10.1098/rspb.2013.2612
- Webb, B.W., Hannah, D.M., Moore, R.D., Brown, L.E., Nobilis, F. (2008): Recent advances in stream and river temperature research. *Hydrological Processes*, 22, 2008, 902–918.
- Wenger, S. J., Isaak, D. J., Dunham, J. B., Fausch, K. D., Luce, C. H., Neville, H. M., Rieman, B. E., Young, M. K., Nagel, D. E., Horan, D. L., and Chandler, G. L. (2011): Role of climate and invasive species in structuring trout distributions in the interior Columbia River Basin, USA. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 68, 2011, 988–1008. <https://doi.org/10.1139/f2011-034>
- Woodward, G., Perkins, D.M., Brown, L.E. (2010): Climate change and freshwater ecosystems: impacts across multiple levels of organization. *Philosophical Transactions of the Royal Society B*, 365, 2010, 2093–2106.

## EVALUATION OF SOIL WATER MOISTURE AFTER BIOCHAR APPLICATION IN SPRING BARLEY GROWING SEASON 2023

**Natalia Botkova<sup>1,2</sup>, Justina Vitkova<sup>1</sup>, Peter Roncak<sup>1</sup>, Lenka Botyanszka<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Institute of hydrology, Slovak academy of sciences in Bratislava

<sup>2</sup> Institute of landscape engineering, Faculty of horticulture and landscape engineering, University of agriculture in Nitra

*Corresponding author: Natalia Botkova, Institute of hydrology, Slovak academy of sciences, Dubravská cesta 9, 841 04 Bratislava, botkova@uh.savba.sk*

### **ABSTRACT**

Biochar is indeed a valuable approach to address water management challenges in agriculture, particularly in the face of increasing climate change-related droughts. Biochar is produced through a process of pyrolysis and can be effectively used to improve water retention in soil. This increased soil moisture is beneficial for crop growth and can be especially important during dry periods when rainfall is insufficient. The use of certified biochar in agriculture is gaining attention as it not only aids in water retention but also has other potential benefits, including enhanced nutrient availability and improved soil structure. This can contribute to improved crop yield and, subsequently, food production. In this study we evaluated our field experiment data from the last growing season (2023), where the spring barley (*Hordeum vulgare L.*) was grown. Data were collecting and monitoring by dielectric sensors (for soil moisture and soil temperature) in the field, where no biochar was applied (control), with certified biochar application in a dose of 20 t/ha (B20) and biochar reapplication in a dose of 20 t/ha (B20R) into a depth of 10 cm below the soil surface. These data were subsequently compared by gravimetric method and have been proven higher soil moisture in the plots with biochar application. The increased soil moisture resulting from biochar application is beneficial for plant growth, especially during periods of limited precipitation. It can contribute to better crop yields and crop resilience in the face of drought conditions. This research supports the idea that biochar can be a sustainable and environmentally friendly solution to help address the challenges of water scarcity and drought in agriculture, ultimately contributing to more reliable food production.

**Keywords:** biochar, field experiment, spring barley, soil moisture, agriculture

### **INTRODUCTION**

Biomass-derived charcoal (biochar), which is a relatively stable organic form of carbon that improves soil condition while sequestering carbon, seems to be a promising solution. Biochar application has been shown to reduce crop diseases (Elad et al., 2010), can enhance soil fertility by providing a stable source of organic carbon and nutrients (Warnock et al., 2007) which can lead to healthier and more productive crops. Biochar increases the availability of essential nutrients, such as nitrogen and phosphorus to plants, and that can lead to improved plant growth and crop yields (Cui et al., 2011; Steiner et al., 2008), can help reduce methane (CH<sub>4</sub>) emissions from soils (Liu et al., 2011), can stimulate soil microbial activity, which is essential for nutrient cycling, organic matter decomposition, and overall soil health (Steinbeiss et al., 2009). These benefits highlight the potential of biochar as a sustainable agricultural practice that not only improves crop production but also has positive environmental implications. It is important to consider the specific conditions, types of biochar, and application rates to maximize these benefits while minimizing any potential negative impacts. The application of 1-2% biochar (by wet weight) to soil is an effective way to enhance water retention capacity and available water capacity in amended soils (Mukherjee and Lal, 2013). The positive impact of biochar on soil hydraulic properties is a significant advantage for agriculture and environmental sustainability. It can increase the soil's capacity to hold water, reducing the risk of water stress during dry periods. This is beneficial for plant growth and crop yield stability, can improve both saturated

and unsaturated hydraulic conductivity, can positively affect the soil's infiltration capacity, can enhance soil permeability, which is important for water movement and root development (Mukherjee and Lal, 2013; Ajayi et al., 2016). It is important to note that the specific application rates of biochar can vary depending on the type of soil, climate conditions, and the intended crops. In this study we focused on potential changes in soil moisture and soil temperature due to biochar application in a field condition and its evaluation.

Farmers and researchers should consider these factors when determining the optimal application rate for their particular circumstances. Ongoing research and experimentation can help refine our understanding of how to best utilize biochar in various agricultural contexts. It is important to continue monitoring and researching the long-term effects of biochar application on soil quality and crop productivity to better understand its potential benefits and limitations.

## METHODS AND DATA

### ***Location and Site information***

Our research project that involved the application of certified biochar into a soil was realized at the Malanta experimental site, Nitra region, Slovakia ( $48^{\circ}19'N$ ;  $18^{\circ}09'W$ ). The experimental site is located in the Nitra river basin, 5 km north-east of Nitra city, at an elevation of 175 meters above sea level (MASL). The site is in the temperate climate zone, with a mean annual air temperature of  $9.8^{\circ}C$  and mean annual rainfall of 539 mm (30-year climatic normal, 1961–1990). Mean air temperature and rainfall in 2018 were  $9.0^{\circ}C$  and 528 mm, respectively (Horak et al., 2021). The research aimed to compare soil moisture and soil temperature differences between plots with biochar (B20) applied at a rate of 20 t/ha, biochar (B20R) reapplied at a rate of 20 t/ha and plots without biochar applied (control). The soil at the site is classified as a silt loam with sand content of 15.2%, silt content of 59.9%, and clay content of 24.9% (Simansky and Klimaj, 2017). The research area is associated with the Slovak University of Agriculture.

### ***Biochar Characteristics***

The biochar used in the research was produced from a combination of paper fiber sludge and grain husks in a 1:1 weight ratio. The pyrolysis temperature for biochar production was  $550^{\circ}C$  (Vitkova and Surda, 2016) in the PYREG reactor (PyregGmbH, 121 Dörthe, Germany) by the Sonnenerde company, Austria. Basic properties of applied biochar are shown in Tab. 1.

**Table 1. Basic properties of applied biochar (C – carbon, H – hydrogen, N – nitrogen)**

	C (%)	H (%)	N (%)	pH (-)	Ash (%)
Biochar	53.1	1.84	1.4	8.8	38.3

The chemical composition of the biochar was measured at Agricultural University of Athens in Greece, by Eurofins (Halsbrücke, Germany). Methods used for the measurement of Cu, Ni, Zn, Mn are described in DIN 22022 (DIN EN ISO 17294-2). Parameters as, P, Mg, Ca, K, Na, Fe were measured by DIN 51729-1/-11 (DIN EN ISO 11885). The chemical parameters analysis of biochar is shown in Tab. 2.

**Table 2. Chemical parameters analysis of biochar**

P	K	Na	Mg (mg/kg)	Ca	Fe	Mn	Cu	Zn (g/t)	Ni
6200	15000	770	3900	57000	1900	150	25	110	7

### **Experimental Design**

The field had been under conventional crop management for several years prior to the beginning of the experiment, which was established in 2014, when biochar at a rate of 20 t/ha was applied into a plot with dimensions 4 x 3 m, then in 2018 the biochar was reapplied at the same rates as in 2014 (Horak et al., 2021). Our research focused on comparing soil moisture and soil temperature between three variants: plots with biochar applied at a rate of 20 t/ha (B20), plots with biochar reapplied at a rate of 20 t/ha (B20R) and plots without biochar applied (control). Soil moisture and soil temperature were measured using 5TM dielectric sensors from Decagon Devices, USA. Data was collected at five-minute intervals and stored using EM 50 data loggers (Fig. 1.). Two-three sensors were installed at a depth of 5-10 cm below the soil surface in all, B20, B20R and control plots, resulting in a total of seven sensors for all variants. The presented data represents the mean value from all sensors for each variant.



**Fig. 1. Installation of sensors at the Malanta experimental site (Botkova, 2023).**

### **Monitoring period**

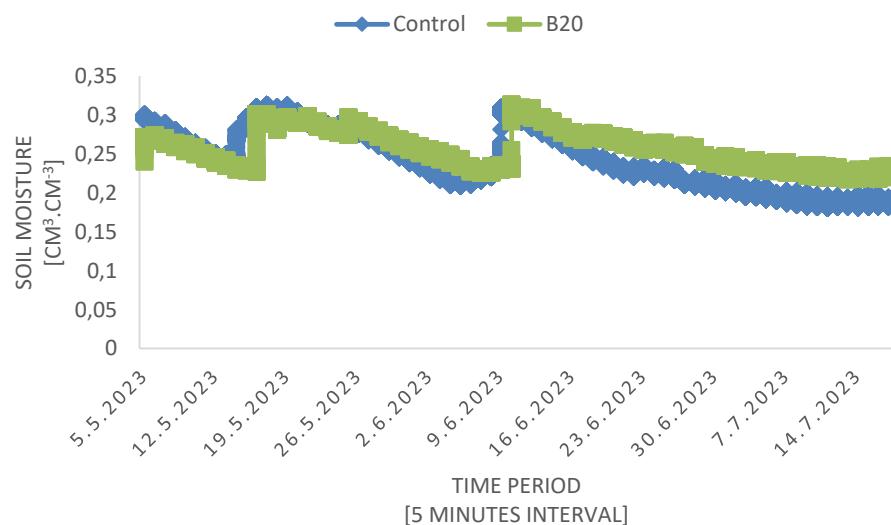
The measurements were conducted during the 2023 vegetation period. Spring barley (*Hordeum vulgare L.*) were the cultivated crop, sown in March 2023, although the measurements began later, as a result of waiting for a certain growth phase of the crop. The monitoring period lasted from May 5<sup>th</sup> to July 17<sup>th</sup>. During the monitored period, soil samples were taken five times to detect soil moisture content by gravimetric method (Fig. 2.) (in dates 05/05, 25/05, 08/06, 27/06, 06/07/2023).



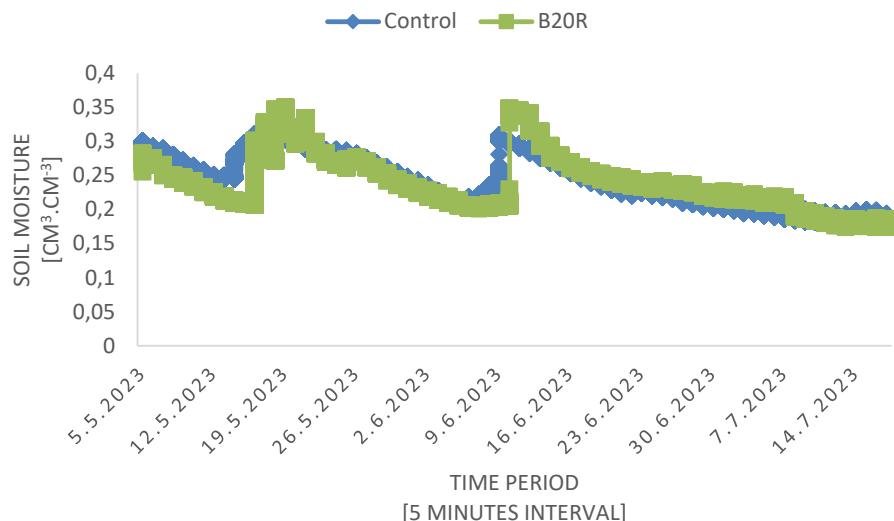
**Fig. 2. Soil sample for measurement soil moisture by the gravimetric method under laboratory conditions (Botkova, 2023).**

## RESULTS AND DISCUSSION

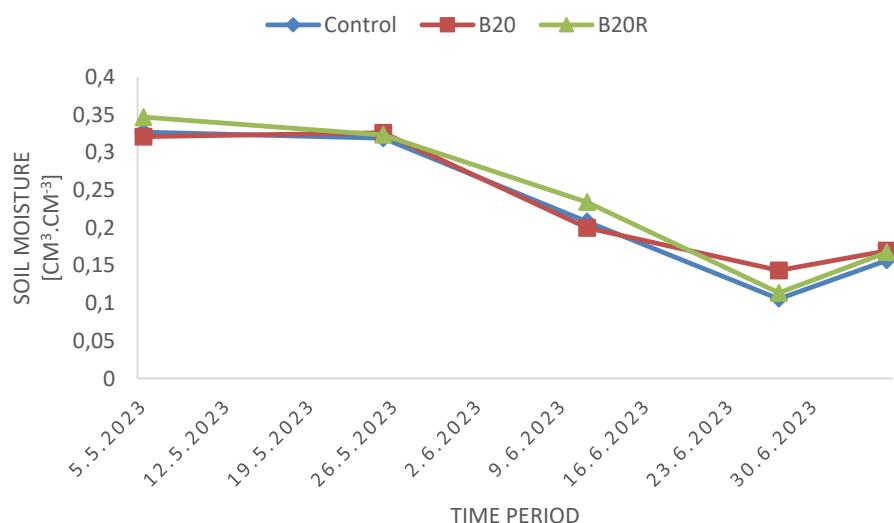
The data suggests that the growing season in 2023 had a balanced distribution of precipitation, with both dry and wet periods observed, which is crucial for plant growth and health. Soil moisture was measured at 5-10 cm depth at B20, B20R and control plots at 5-minute intervals throughout the monitoring period. The sensors data indicates that soil moisture was higher at the B20 plots compared to the control plots throughout the monitoring period, especially during the warmest weeks (Fig. 3.). Regarding the comparison of the resulting data from plots with reapplied biochar (B20R) and no applied biochar (control), there is no significant difference recorded, if there are slight differences only (Fig. 4.). However, the gravimetric method, on which we rely, clearly shows an increase in soil moisture in both variants (B20, B20R) compared to the control (Fig. 5.).



**Fig. 3. Soil moisture plots measurements with biochar application (B20) and no biochar application (control) in a monitored growing season of spring barley.**



**Fig. 4. Soil moisture plots measurements with biochar reapplication (B20R) and no biochar application (control) in a monitored growing season of spring barley.**



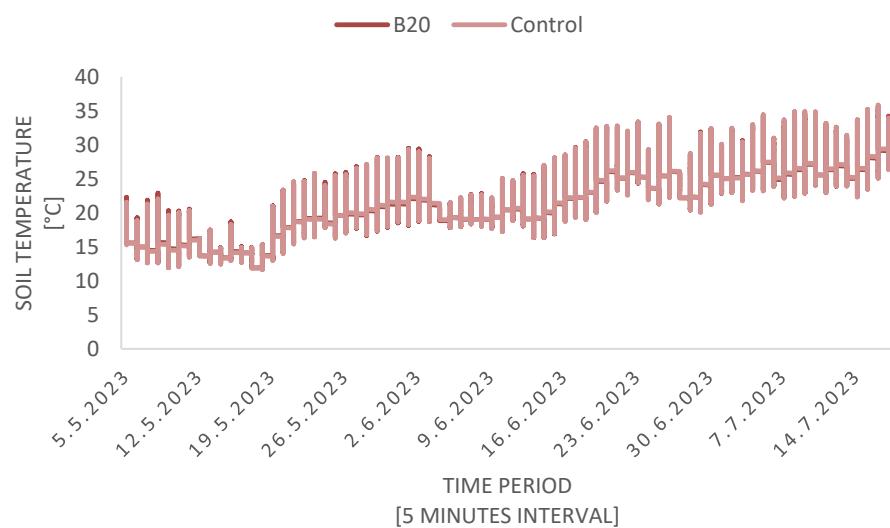
**Fig. 5. Soil moisture gravimetric method measurements with biochar application (B20), with biochar reapplication (B20R) and no biochar application (control) in a monitored growing season of spring barley.**

The data in Fig. 6. shows that, soil temperature in the 5-10 cm depth range was with no difference or slightly higher or lower at the B20 plots, this suggests that the B20 plots might have experienced differences of temperatures in the soil, which may be due to particular month in the season. The same effect was observed in the variant of biochar reapplication (B20R) in a relation with soil temperature in comparison with the control (Fig. 7.). Mean temperatures in individual weeks are shown in Tab. 3.

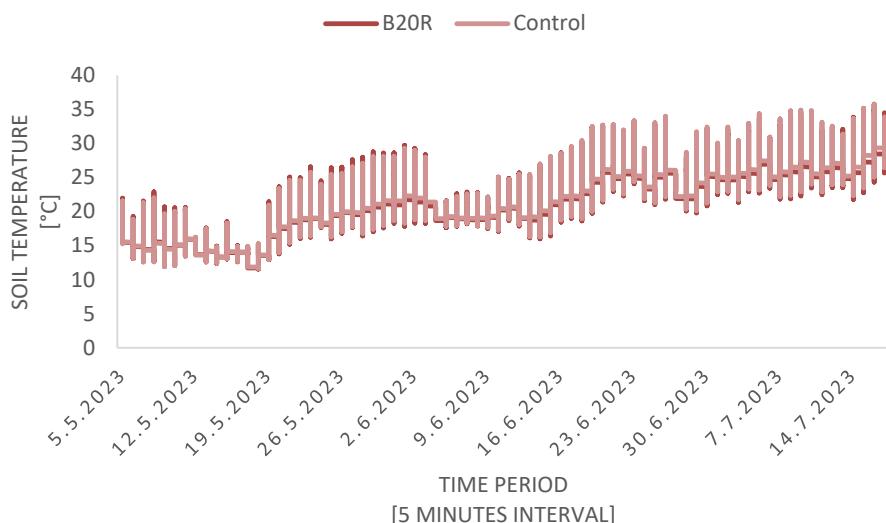
**Table 3. Mean temperatures in individual weeks overview**

**Soil temperature (°C)**

Measurement time	B20	B20R	control
05/05/2023	19.6	19.3	16.5
12/05/2023	15.1	15.0	14.2
19/05/2023	14.2	14.1	19.2
26/05/2023	19.8	19.5	22.0
02/06/2023	21.2	20.7	25.2
09/06/2023	21.8	21.2	20.8
16/06/2023	19.2	18.9	20.7
23/06/2023	26.5	26.0	25.6
30/06/2023	24.2	23.5	26.8
07/07/2023	25.1	24.5	27.7
14/07/2023	25.3	25.2	28.8



**Fig. 6. Soil temperature plots measurements with biochar application (B20) and no biochar application (control) in a monitored growing season of spring barley.**



**Fig. 7. Soil temperature plots measurements with biochar reapplication (B20R) and no biochar application (control) in a monitored growing season of spring barley.**

## CONCLUSIONS

By evaluating measured data from the last growing season, it was possible in our research to assess changes in soil moisture and soil temperature after biochar application. Fluctuations in minor value differences when comparing data obtained from sensors, and those obtained by gravimetric method can be concluded to the fact that the soil was not taken into the cylinders from the same depth as the sensors were placed. The sensors were deeper and soil samples were taking from the surface or just below the surface. Differences in each sensors data have been influenced by external environmental conditions, adaptation of sensors, vegetation, wildlife migration over the experimental plot and many other. The use of organic materials in soil, such as biochar, has indeed been a longstanding practice in agriculture, with a growing focus on biochar in recent decades due to its potential benefits. It is known for its ability to enhance soil structure and quality, which can have positive effects on crop growth and environmental sustainability. However, it is essential to note that the effectiveness of biochar can vary depending on factors like the type of biochar used, soil type, and specific agricultural practices. Therefore, proper research and guidance on biochar application are necessary to ensure its successful integration into agricultural systems.

## Acknowledgement

This study was supported by Scientific Grant Agency No. VEGA 2/0155/21, by Slovak Research and Development Agency No. APVV-21-0089 and by DoktoGrant No. APP0401.

## REFERENCES

- Ajayi, A.E., Holthusen, D., Horn, R. (2016): Changes in microstructural behavior and hydraulic functions of biochar amended soils. *Soil and Tillage Research*, 155, 2016, 166–175.
- Cui, H.J., Wang, M.K., Fu, M.L., Ci, E. (2011): Enhancing phosphorus availability in phosphorus-fertilized zones by reducing phosphate adsorbed on ferrihydrite using rice straw-derived biochar. *J Soils Sediments*, 11, 2011, 1135–1141.

*Electronic Book*  
*Contemporary Challenges in Environmental Research*

- Elad, Y., David, D.R., Harel, Y.M., Borenshtein, M., Kalifa, H.B., Silber, A., Graber, E.R. (2010): Induction of systemic resistance in plants by biochar, a soil-applied carbon sequestering agent. *Phytopathology*, 100, 2010, 913–921.
- Horak, J., Kotus, T., Tokova, L., Aydin, E., Igaz, D., Simansky, V. (2021): A sustainable approach for improving soil properties and reducing N<sub>2</sub>O emissions is possible through initial and repeated biochar application. *Agronomy*, 11, 3, 582.
- Liu, Y., Yang, M., Wu, Y., Wang, H., Chen, Y., Wu, W. (2011): Reducing CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> emissions from waterlogged paddy soil with biochar. *J Soils Sediments*, 11, 2011, 930–939.
- Mukherjee, A., Lal, R. (2013): Biochar impacts on soil physical properties and greenhouse gas emission. *Agronomy*, 3, 2, 313–339.
- Simansky, V., Klimaj, A. (2017): How does biochar and biochar with nitrogen fertilization influence soil reaction? *Journal of Ecological Engineering*, 18, 2017, 50–54.
- Steinbeiss, S., Gleixner, G., Antonietti, M. (2009): Effect of biochar amendment on soil carbon balance and soil microbial activity. *Soil Biol Biochem*, 41, 2009, 1301–1310.
- Steiner, C., Glaser, B., Gerald Teixeira, W., Lehmann, J., Blum, W.E.H., Zech, W. (2008): Nitrogen retention and plant uptake on a highly weathered central Amazonian Ferralsol amended with compost and charcoal. *J Plant Nutr Soil Sc*, 171, 2008, 893–89.
- Vitkova, J., Surda, P. (2016): Soil moisture differences at plots with and without biochar application (in Slovak language). In: XX. Okresne dni vody: Recenzovany zbornik referatov - Bratislava; Michalovce; Kosice. Institute of Hydrology, Hydrological Research Base in Michalovce, 113–116.
- Warnock, D.D., Lehmann, J., Kuyper, T.W., Rillig, M.C. (2007): Mycorrhizal responses to biochar in soil concepts and mechanisms. *Plant Soil*, 300, 2007, 9–20.

## **KLIMATICKE ZHODNOTENIE REKREAČNEJ OBLASTI SKALKA**

**Peter Borsányi<sup>1</sup>, Zora Snopková<sup>1</sup>, Zuzana Sitková<sup>2</sup>, Jaroslav Škvarenina<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Slovenský hydrometeorologický ústav, regionálne pracovisko Banská Bystrica

<sup>2</sup> Národné lesnícke centrum, Lesnícky výskumný ústav, Zvolen

<sup>3</sup> Technická Univerzita vo Zvolene, Lesnícka fakulta, Katedra prírodného prostredia

*Korešpondenčný autor: Zora Snopková, SHMÚ, Zelená 5, Banská Bystrica, zora.snopkova@shmu.sk*

### **ABSTRACT**

The Skalka recreational area is located in the Kremnica Mountains near the town of Kremnica, Slovakia. The average annual air temperature, on a long-term average, reached 4.7 °C. An average of 74 ice days and only 5 summer days occurred in this area during the evaluated period 1981–2013. The average annual humidity was 79 %. The average long-term cloud cover was 66 %. On the open mountain peaks, the average annual sunlight duration was 1,765 hours, but on unfavourably oriented steep slopes, the duration was up to 35 % shorter. In the Skalka recreation area, 175 days of fog occurred on a long-term annual average, mostly in the winter term. The number of days with frost reached an annual average of 75 days, with a maximum in December and January. The average annual wind speed here reaches 3.5–4.5 m.s<sup>-1</sup> at 10 m above ground level. The long-term average of annual precipitation total is around 1,200–1,260 mm. From a climatological point of view, the assessed area is suitable for a wide range of recreational activities all year round.

**Keywords:** climatic assessment, air temperature, humidity, cloud cover, sunlight duration

### **ÚVOD**

V procese tvorby a ochrany prírodného a životného prostredia má funkcia klímy osobitné, často prioritné postavenie. Podnebie je významnou zložkou krajiny, určuje jej ráz a využiteľnosť a pre svoju geografickú podmienenosť je javom na Zemi neopakovateľným.

Trend výstavby a rozširovania rekreačných lokalít je na Slovensku rastúci, ľudské aktivity sa stávajú intenzívnejšími a rovnováha životného prostredia je čoraz viac narušená. Vzniká preto potreba lepšej informovanosti o celkovom stave životného prostredia, najmä na úrovni inštitúcií, ktoré rozhodujú o výstavbe rekreačných lokalít. Z hľadiska meniacej sa klímy je dôležitá podrobnejšia a súhrnná informácia o klimatologických podmienkach záujmového prostredia. Jedným z významných a intenzívne využívaných rekreačných stredísk na Slovensku je aj horské stredisko Skalka. Z rekreačného využitia územia sú najčastejšími aktivitami bežecké a zjazdové lyžovanie, turistika, horská aj cestná cyklistika, ferratové skalolezectvo. V januári 1914 sa na Skalke konali celohorské preteky v lyžovaní, preto bola nazývaná slovenský Semmering (Kremnica - slovenský Semmering, 2014). Predmetom príspevku bolo komplexné klimatologické zhodnotenie tejto významnej rekreačnej oblasti z hľadiska základných klimatických charakteristík, a to pre účely efektívneho územného plánovania a manažmentu územia.

### **MATERIÁL A METODIKA**

Lokalita Skalka alebo Skalka pri Kremnici je zimné aj letné rekreačné stredisko, ktoré sa nachádza pri meste Kremnica na strednom Slovensku. Leží v Západných Karpatoch, v geomorfologickom celku Kremnické vrchy na západnom úpätí rovnomenného vrchu Skalka s nadmorskou výškou 1231,6 m n.m. Administratívne sa nachádza v severovýchodnom cípe okresu Žiar nad Hronom, nad obcou Králiky, približne 8 km západne od mesta Banská Bystrica. V geologickom podloží dominujú horniny sopečného pôvodu. V lesnej vegetácii prevládajú bučiny s prímesou smreka, jedle alebo rôznych druhov duba. Vymedzené územie rekreačnej

oblasti Skalka patrí do chladnej klimatickej oblasti (C), okrsku C1 – mierne chladný a veľmi vlhký, kde dlhodobá priemerná júlová teplota vzduchu je v intervale 12,0 až 15,9 °C (Atlas krajiny SR, 2002).

Klimatickú charakteristiku rekreačnej lokality Skalka pri Kremnici sme podrobnejšie hodnotili za obdobie rokov 1981 – 2013. Použili sme dlhodobé mesačné charakteristiky klimatických a zrážkomerných staníc siete Slovenského hydrometeorologického ústavu (SHMÚ), ako aj dostupné krátkodobejšie záznamy automatických staníc Technickej univerzity vo Zvolene (TUZVO). Údaje a časové rady boli zrevidované a zhomogenizované. Pre výber vhodných klimatických staníc bola určujúca ich geografická blízkosť, interval nadmorskej výšky, ako aj obdobná vrcholová poloha. Výsledné dlhodobé priemery, extrémy a vybrané klimatické charakteristiky pre lokalitu Skalka boli odvodené lineárhou interpoláciou. Spracovali a vyhodnotili sme ich bežnými štatistickými metódami používanými v klimatológii (Nosek, 1972) pomocou štandardných aplikácií Microsoft Office a výsledky sme tabuľkovo a graficky prezentovali.

Nakoľko záujmové územie sa nachádza v komplexnom horskom reliefe, značnú priestorovú variabilitu vybraných prvkov a charakteristik sme znázornili aj v digitálnom modeli terénu. Priestorovú variabilitu veterných pomerov sme posudzovali na základe výpočtov v digitálnom modeli terénu, v programe Wind Atlas Analysis and Application Program, vyvinutého v Roskilde, Risø National Laboratory Technical University v Dánsku.

## **VÝSLEDKY A DISKUSIA**

### ***Teplova vzduchu***

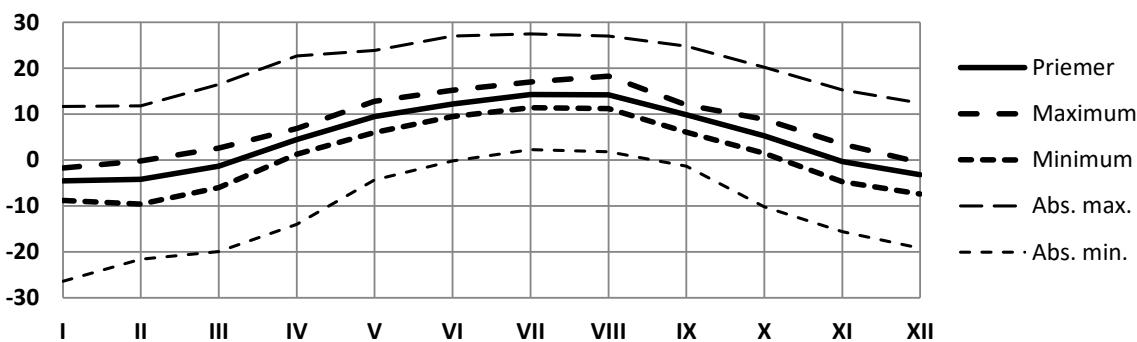
Priemerná ročná teplota vzduchu (tab.1), v dlhodobom priemere 1981 – 2013, dosahovala 4,7 °C, extrémy priemernej ročnej teplote vzduchu boli v intervale 3,3 až 6,2 °C. Najchladnejším mesiacom v dlhodobom priemere je január, s teplotou vzduchu -4,5, v extrémoch od -1,7 do 8,8 °C (tab. 2), hoci vo februári sa vyskytuje aj výraznejší pokles mesačnej teploty až na -9,6 °C. Najteplejšími mesiacmi boli júl a august (obr.1), s priemernou mesačnou teplotou vzduchu 14,3 °C, v rozpäti 11,2 až 18,3 °C.

**Tabuľka 2. Priemerná mesačná a ročná teplota vzduchu a jej extrémy [°C] v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013**

Mesiac	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
<b>Priemer</b>	-4,5	-4,2	-1,3	4,5	9,5	12,2	14,3	14,2	9,9	5,3	-0,3	-3,2	4,7
<b>Maximum</b>	-1,7	-0,2	2,6	6,9	12,8	15,2	17,0	18,3	12,0	8,9	3,5	-0,5	6,2
<b>Minimum</b>	-8,8	-9,6	-6,0	1,3	6,0	9,5	11,4	11,2	6,1	1,5	-4,7	-7,4	3,3

**Tabuľka 2. Absolútne denné extrémy teplote vzduchu [°C] v jednotlivých mesiacoch roka v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013**

Mesiac	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
<b>Abs. max.</b>	11,7	11,8	16,5	22,7	23,9	27,0	27,5	27,0	24,8	20,2	15,3	12,4	27,5
<b>Abs. min.</b>	-26,4	-21,6	-19,9	-14,0	-4,3	-0,2	2,3	1,8	-1,3	-10,2	-15,6	-19,2	-16,4

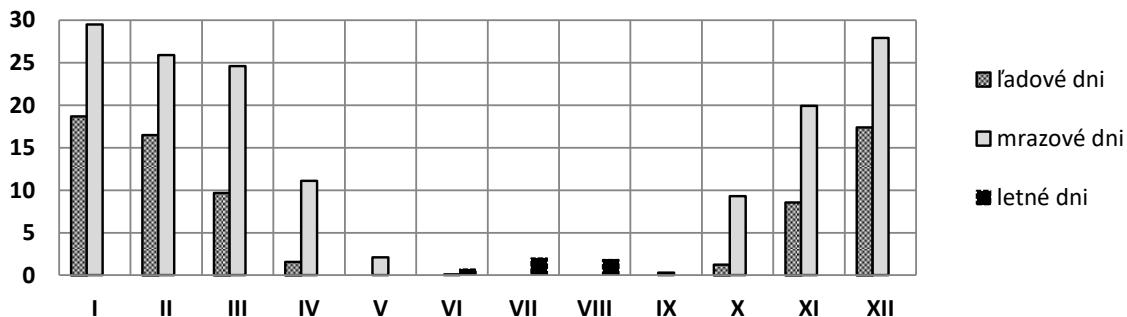


**Obr. 2. Priemerná mesačná teplota vzduchu, jej extrémy a denné extrémy teploty vzduchu [°C] v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013.**

Priemerný ročný počet ľadových dní, t. j. dní s celodenným mrazom ( $t \text{ max} \leq 0^\circ\text{C}$ ) dosahoval 74, s maximom 17 až 19 dní v zimných mesiacoch XII – II, ale aj v novembri a marci sa vyskytovalo ešte okolo 10 dní (tab. 3). Priemerný ročný počet mrazových dní, t.j. dní s minimálnou dennou teplotou vzduchu pod  $0^\circ\text{C}$  ( $t \text{ min} < 0^\circ\text{C}$ ) bol 151, približne dvojnásobný oproti ľadovým dňom. Ich maximum 20 až 30 dní sa vyskytovalo v mesiacoch XII – III, ale aj v priebehu októbra a apríla bolo ešte okolo 10 dní. Vzhľadom k nadmorskej výške vymedzeného územia Skalka (obr. 2), priemerný ročný počet letných dní, t. j. dní s maximálnou dennou teplotou vzduchu  $25^\circ\text{C}$  a viac ( $t \text{ max} \geq 25^\circ\text{C}$ ) bol nízky, vyskytli sa len v letných mesiacoch VI – VIII, v dlhodobom priemere v trvaní 5. dní. Neboli zaznamenané každý rok, ale za veľmi teplých períód sa v júli vyskytovalo maximálne 5 dní, v auguste až 14 dní. Ich trvanie v posledných rokoch bolo v širokom rozpäti 1 až 70 hodín. Tropické dni v tejto nadmorskej výške a referenčnom období ešte neboli zaznamenané.

**Tabuľka 3. Priemerný mesačný a ročný počet ľadových dní ( $t \text{ max} \leq 0^\circ\text{C}$ ), mrazových dní ( $t \text{ min} < 0^\circ\text{C}$ ) a letných dní ( $t \text{ max} \geq 25^\circ\text{C}$ ) v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013**

Mesiac	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
<b>Ľadové dni</b>	19	17	10	2	-	-	-	-	-	1	9	17	74
<b>Mrazové dni</b>	30	26	25	11	2	0	-	-	0	9	20	28	151
<b>Letné dni</b>	-	-	-	-	-	1	2	2	-	-	-	-	5



**Obr. 2. Priemerný mesačný a ročný počet ľadových dní ( $t \text{ max} \leq 0^\circ\text{C}$ ), mrazových dní ( $t \text{ min} < 0^\circ\text{C}$ ) a letných dní ( $t \text{ max} \geq 25^\circ\text{C}$ ) v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013.**

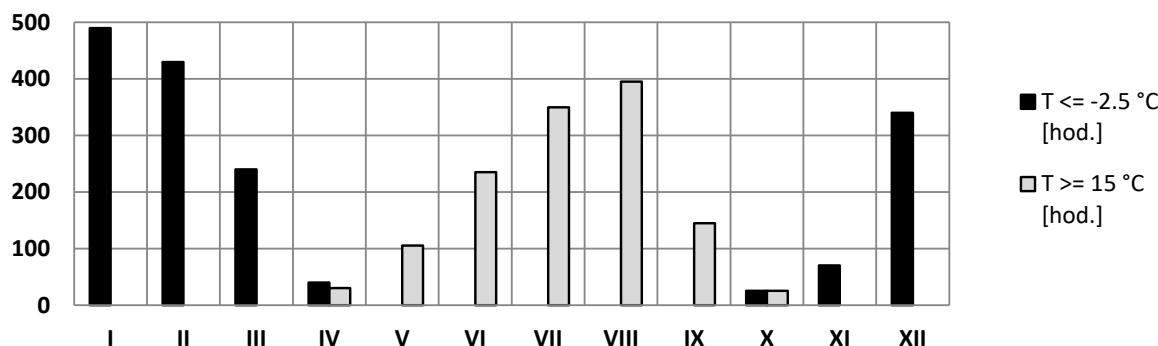
Technické prostriedky pre zasnežovanie sú účinné už od teploty vzduchu  $-2,5^\circ\text{C}$  a menej (tab. 4). Uvedené podmienky v oblasti Skalka pri Kremnici trvali 1450 – 1900 hodín, v mesiacoch X – IV. Vhodné podmienky boli hlavne v zimných mesiacoch, XII – II, počas chladných períód aj v priebehu marca (obr.3). V dennej chode trvania teploty vzduchu  $-2,5^\circ\text{C}$  a menej bolo

významnejšie v nočných hodinách, v skorých popoludňajších hodinách bolo jej trvanie najkratšie.

Teplotný komfort v letnom polroku charakterizuje trvanie teplôt vzduchu  $15^{\circ}\text{C}$  a viac (tab. 4). Bolo významné hlavne v letných mesiacoch VI – VIII, počas dňa aj v máji a septembri. Vyskytovalo sa v intervale 90 – 115 dní, v celkovom trvaní 1100 – 1570 hodín (obr.3). V dennom priebehu bolo jeho trvanie najkratšie v skorých ranných hodinách, maximum dosahovalo popoludní, medzi 14.00 až 16.00 hodinou.

**Tabuľka 4. Priemerné mesačné a sezónne trvanie teploty vzduchu [hod., %]  $t \leq -2,5^{\circ}\text{C}$  a  $t \geq 15^{\circ}\text{C}$  v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013**

Mesiac	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
$t \leq -2,5^{\circ}\text{C}$ [hod.]	490	430	240	40	-	-	-	-	-	25	70	340	1635
[ % ]	66	64	32	6	-	-	-	-	-	3	10	46	32
Mesiac	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
$t \geq 15^{\circ}\text{C}$ [hod.]	-	-	-	30	105	235	350	395	145	25	-	-	1285
[ % ]	-	-	-	4	14	33	47	53	20	3	-	-	25



**Obr. 3. Priemerné mesačné trvanie teploty [hod.]  $t \leq -2,5^{\circ}\text{C}$  a  $t \geq 15^{\circ}\text{C}$  v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013.**

### *Inverzia vzduchu*

Skalka patrí k zriedkavo inverzným lokalitám. Pri inverznom zvrstvení ovzdušia, hlavne v zimnom období, vo vrcholových častiach Kremnických vrchov prevláda relatívne teplé, slnečné a málo veterné počasie, vhodné pre zimné aktivity. V porovnaní s vrcholovou polohou Chopku (2024 m n.m.) bola Skalka málo inverzná, tento jav sa vyskytoval 25 až 75 dní, hlavne v zimnom polroku X – III, v úhrnnom priemernom trvaní okolo 210 hodín, v rozpäťí 120 – 310 hodín ročne. Podľa údajov uplynulých rokov, bolo trvanie inverzií vyššie v mesiacoch XI – XII, až 135 hodín, vo výrazne inverznom mesiaci. V dennom priebehu bolo trvanie inverzií častejšie medzi 16.00 až 07.00 hodinou (70 %), minimum je medzi 11.00 – 14.00 hodinou (30 %).

V porovnaní s veľmi inverznou Zvolenskou kotlinou, v priebehu roka bolo v oblasti Skalky až 1445 hodín, kedy v nadmorských výškach okolo 1000 – 1200 m teplejšie ako v údolných a kotlinových polohách. Najsilnejšie inverzie v príahlých kotlinách boli v zimných mesiacoch, v trvaní 190 až 230 hodín (30 % trvania v mesiaci), ale výrazne inverzný bol aj október a február, v trvaní 140 – 155 hodín (25 %). Minimum inverzií bolo v júni a v júli, len 30 až 50 hodín (5 % trvania v mesiaci). Z hľadiska intenzity, slabá inverzia, v intervale 0,1 až 2,0 °C, predstavoval 45 % výskytu, mierna, v intervale 2,1 až 6,0 °C, 40 % a silná, v intervale 6,1 až 15,0 °C, 12 % výskytu. Silná inverzia v kotlinách bola zaznamenaná hlavne od októbra do

februára, s maximom v ranných hodinách, od 07.00 do 10.00 hodiny. Od marca do septembra bolo jej trvanie voči kotlinovým polohám už zanedbateľné.

### ***Vlhkosť vzduchu***

Priemerná ročná vlhkosť vzduchu na vymedzenom území Skalka dosahuje 79 % (tab. 5), v priebehu roka bola nižšia v mesiacoch IV – VIII, v intervale 73 – 76 %, vyššia v mesiacoch IX – III, v intervale 79 – 85 %. V jednotlivých rokoch však bola jej variabilita pomerne veľká, v závislosti od výskytu vlhkých, resp. suchých období. Vysoká mesačná vlhkosť vzduchu sa vyskytovala aj v letných mesiacoch pri prevahe vlhkých cyklonálnych poveternostných situácií. V dennom priebehu relatívna vlhkosť vzduchu závisí od vlastnosti vzduchovej hmoty, ktorá do našich zemepisných šírok prúdi a od priebehu dennej teploty vzduchu. S rastúcou amplitúdou dennej teploty vzduchu sa zvýrazňujú aj rozdiely vlhkosti vzduchu v nočnej a dennej dobe. Tie sú výrazné hlavne pri anticyklonálnych poveternostných situáciách. Najvýraznejší pokles relatívnej vlhkosti vzduchu bol medzi 11.00 až 16.00 hodinou.

**Tabuľka 5. Priemerná mesačná a ročná vlhkosť vzduchu [%] v jednotlivých mesiacoch roka v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013**

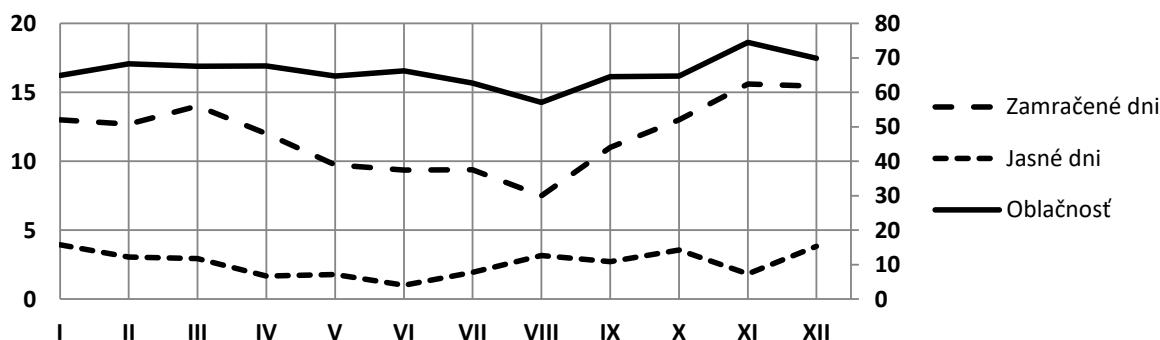
Mesiac	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Vlhkosť vzduchu	82	81	79	73	74	76	75	75	80	82	85	85	79

### ***Oblačnosť a jej charakteristiky***

Priemerné dlhodobé pokrytie oblačnosťou dosahovalo 66 % (tab. 6). Menej priaznivé podmienky v dlhodobom chode prevládajú v zimnom polroku, v dôsledku poklesu spodnej základnej oblačnosti v zimnom období a výstupných pohybov vzduchových hmôt ponad masív Kremnických vrchov, s priečnou orientáciou voči prevládajúcemu zonálnemu (západu – východnému) prúdeniu vzduchu. Preto aj priemerný počet zamračených dní (pokrytie oblačnosťou > 80 %) bol zimných mesiacoch takmer dvojnásobný oproti letným. V novembri a decembri dosahoval 15 – 16 dní, v júli a auguste len 9 dní. Priemerný ročný počet zamračených dní bol 143. Priemerný počet jasných dní (pokrytie oblačnosťou < 20 %) dosahoval 31, ich mesačný priebeh bol vyravnany, v intervale 1 až 4 dní (obr. 4). Avšak za anticyklonálnych situácií sa aj v zimnom polroku vyskytujú priaznivé periody so slnečným, málo oblačným a relatívne teplým počasím, oproti nižším údolným a kotlinovým polohám. V letnom polroku výška spodnej základnej oblačnosti sa v teplých vzduchových hmotách dvíha. Maximálny výskyt oblačnosti so spodnou základňou oblačnosti v intervale výšok 1 – 1,5 km nad úrovňou Zvolenskej kotliny bol v dopoludňajších hodinách, v intervale 1,5 – 2 km v popoludňajších, v intervale 2 – 2,5 km v neskorších popoludňajších a nad 2,5 km večer okolo 21. hodiny. Maximálny výskyt spodnej základnej oblačnosti pod 1 km, teda pod úrovňou hrebeňa Kremnických vrchov bol okolo 7.00 hodiny rannej. Početnosť nízkej oblačnosti a hmlí pod 50 m nad úrovňou Sliačskej kotliny bola najčastejšia ráno okolo 5.00 hodiny a opäť pribúdala po 18.00 hodine.

**Tabuľka 6. Priemerné mesačné a ročné množstvo oblačnosti [%], počet jasných dní (obl. < 20%) a zamračených dní (obl. > 80%) v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013**

Mesiac	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Oblačnosť	65	68	68	68	65	66	63	57	65	65	74	70	66
Jasné dni	4	3	3	2	2	1	2	3	3	4	2	4	31
Zamračené dni	13	13	14	12	10	9	9	8	11	13	16	15	143



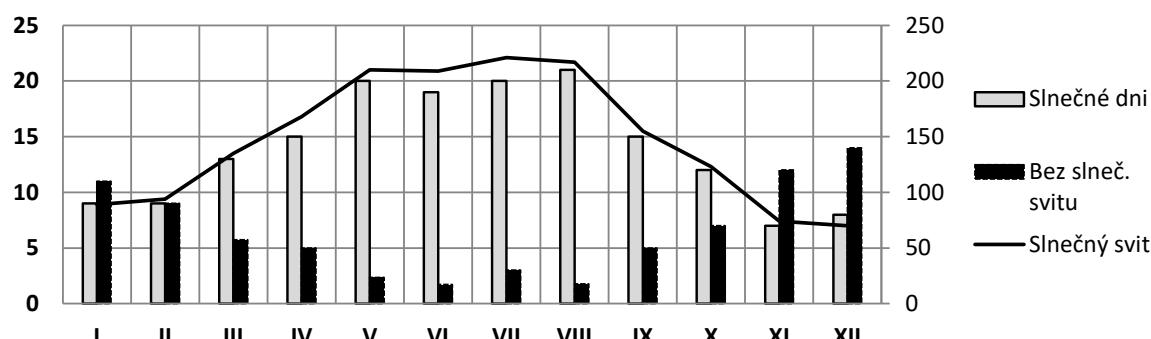
**Obr. 4.** Priemerné mesačné a ročné množstvo oblačnosti [%], počet jasných dní (obl. < 20%) a zamračených dní (obl. > 80%) v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013.

#### **Trvanie slnečného svitu a jeho charakteristiky**

Priemerné ročné trvanie slnečného svitu v oblasti Skalka ovplyvňuje pokrytie oblačnosťou, výskyt hmiel, členitosť okolitého reliéfu, jeho orientácia, otvorenosť horizontu, ale aj výskyt lesného porastu a zástavby. Na otvorených vrcholových polohách priemerné ročné trvanie slnečného svitu dosahovalo 1765 hodín (tab. 7), na nepriaznivo orientovaných strmých svahoch bolo jeho trvanie kratšie až o 35 %. Maximum slnečného svitu bolo v letných mesiacoch, naopak minimum v novembri a decembri. Tomu zodpovedal aj nižší počet slnečných dní (trvanie slnečného svitu > 5 h) v zimných mesiacoch, nielen v dôsledku väčšej oblačnosti, ale aj kratšieho trvania maximálne možného slnečného svitu. Priaznivejšie podmienky boli od mája do augusta, s počtom 19 – 21 slnečných dní v mesiaci. Najviac, 9 až 14 dní bez slnečného svitu sa vyskytovalo opäť v zimných mesiacoch (obr. 5). Napriek tomu aj v zimnom období, pri anticyklonálnych poveternostných situáciach sa vyskytovali periody s dostatkom slnečného svitu, hlavne na otvorených vrcholových lokalitách a južne orientovaných svahoch. V letnom polroku, v dôsledku zvýšenej lability ovzdušia, dochádzalo oproti nižším polohám k častejšej tvorbe kopovitej oblačnosti už v priebehu dopoludňajších hodín. Z tohto dôvodu trvanie slnečného svitu bolo prerušované až do odznenia zvýšenej lability ovzdušia v popoludňajších hodinách.

**Tabuľka 7. Priemerné mesačné a ročné trvanie slnečného svitu [h], počet slnečných dní (sln. svit > 5h) a dní bez slnečného svitu v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013**

Mesiac	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Slnečný svit	89	94	135	168	210	209	221	217	155	123	74	70	1765
Slnečné dni	9	9	13	15	20	19	20	21	15	12	7	8	168
Dni bez slneč. svitu	11	9	6	5	2	2	3	2	5	7	12	14	78



**Obrázok 5. Priemerné mesačné a ročné trvanie slnečného svitu [h], počet slnečných dní (sln. svit > 5h) a dní bez slnečného svitu v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013.**

### ***Hmla a námraza***

V oblasti Skalka pri Kremnici v dlhodobom ročnom priemere vyskytovalo 175 dní s hmlou, prevažne v zimnom polroku, najmä od októbra do marca, kedy predstavuje limitujúci faktor zimných rekreačných aktivít. Jeho zvýšený výskyt v zimnom polroku je podmienený znížením základnej oblačnosti, v dôsledku prítomnosti studených vzduchových hmôt. Prevláda hmla advektívneho pôvodu pri cyklonálnom charaktere počasia, v teplom sektore aj v tyle tlakových niží, ako aj pri advekcii teplého vzduchu po zadnej strane tlakových výší. K zníženiu základnej oblačnosti dochádza aj v dôsledku prúdenia vzduchu ponad orografické prekážky a konvektívnym prúdením vzduchu. Vhodné podmienky pre tvorbu hmiel nastávajú pri zvýšenej vlhkosti vzduchu, v dôsledku zrážkovej činnosti a súčasnom advektívnom, alebo radiačnom ochladzovaní vzduchu. Počet dní s námrazou dosahuje v ročnom priemere 75 dní, s maximom v decembri a januári (tab. 8).

**Tabuľka 8. Priemerný mesačný a ročný počet dní s hmlou a námrazou v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013**

Mesiac	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
<b>Hmla</b>	18	17	16	12	12	12	11	10	13	17	18	19	175
<b>Námraza</b>	16	14	10	3	-	-	-	-	-	3	12	17	75

### ***Rýchlosť vetra***

Priemerná ročná rýchlosť vetra v oblasti Skalka je podmienená jej nadmorskou výškou, komplexným reliéfom, jeho konfiguráciou voči prevládajúcemu zonálnemu prúdeniu vzduchu a drsnosťou terénu. Tabuľka priemernej rýchlosťi vetra (tab. 9, 10) reprezentuje lokality so zástavbou, v blízkosti zalesnených plôch, kde rýchlosť vetra dosahuje vo výške 10 m nad terénom  $3,5 - 4,5 \text{ m.s}^{-1}$ . Pod úrovňou okolitého lesného porastu, v dôsledku veľkej drsnosti terénu je rýchlosť vetra znížená, preto oblasť Skalky sa javí relatívne menej veterná, v porovnaní s odlesnenými lokalitami v obdobných nadmorských výškach. Ale nad úrovňou lesného porastu sa vertikálny profil rýchlosťi vetra rýchlo obnovuje a vo výškach okolo trojnásobku výšky lesného porastu nad terénom je profil vetra ovplyvnený už len reliéfom. Z tohto dôvodu neopatrné a nadmerné odlesnenie v oblasti Skalky by spôsobovalo ďalšie zvýšenie priemernej ročnej rýchlosťi vetra v prízemnej vrstve ovzdušia v širokom intervale o 1 až 3  $\text{m.s}^{-1}$ , avšak významne by vzrástla fluktuácia vetra aj vo forme vyšších nárazov vetra v prízemnej vrstve ovzdušia. Z hľadiska veternosti sú najviac exponované vrcholové polohy Kremnických vrchov, napr. severne od Skalky, kde priemerná ročná rýchlosť vetra dosahuje 5 – 6,5, extrémne aj nad 7  $\text{m.s}^{-1}$ . Priemerná ročná rýchlosť vetra 2 – 3  $\text{m.s}^{-1}$  sa vyskytuje na veterne málo exponovaných svahových a údolných lokalitách, tienených hrebeňom Kremnických vrchov (obr. 6, 7). Variabilita priemernej rýchlosťi vetra sa prejavuje v ročnom aj sezónnom priebehu. Vyššia veternosť je v zimných mesiacoch, naopak nižšia v letných. Prevláda západné až severozápadné prúdenie vzduchu, v komplexnom teréne sa však prevládajúce smery vetra modifikujú vplyvom orografie. Severo – južná orientácia hrebeňa Kremnických vrchov, ako aj okolitých kotlín, okrem severozápadnej zložky smeru vetra zvýrazňuje aj severné a severovýchodné smery vetra, vplyvom prúdenia pozdĺž horskej bariéry. Orientácia Zvolenskej kotliny zvýrazňuje južné a najmä juhovýchodné zložky prúdenia vzduchu. Uplatňuje sa aj vplyv miestnej cirkulácie vo forme južného až juhovýchodného údolného prúdenia vzduchu. Rozloženie priemernej ročnej rýchlosťi vetra je znázornené na mape nižšie. Najvyššia priemerná ročná rýchlosť vetra na vymedzenom území je v oblasti Kremnickej skaly, ale vysoké rýchlosťi vetra sa vyskytujú aj v ostatných častiach hrebeňa Kremnických vrchov, hlavne v lokalitách: Skalka a Mýtny vrch. Pri severozápadnom prúdení je veternejšia opäť oblasť Kremnickej skaly, čiastočne Skalky, severného hrebeňa Mýtneho vrchu, ale aj Krahuleckého vrchu. V prípade severného prúdenia vzduchu je najveternejší Krahulecký vrch,

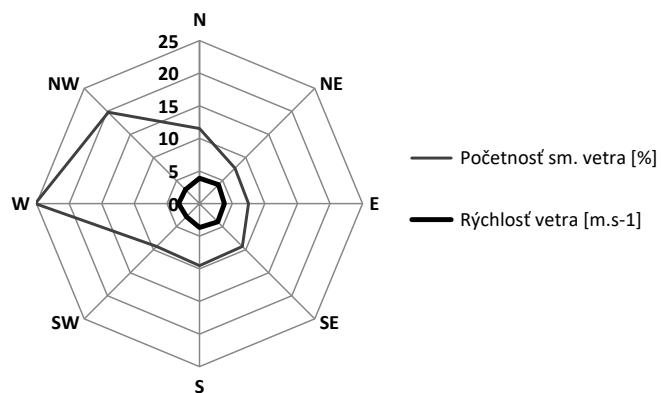
Zadné diely, Skalka a západný hrebeň Mýtneho vrchu. Vyššia veterosť v zimnom polroku je podmienená charakterom všeobecnej cirkulácie vzduchu v našich zemepisných šírkach, ale aj nižšou drsnosťou listnatého lesného porastu a snehovej pokrývky. V zimnom období sa častejšie vyskytujú veľmi veterné cyklonálne poveternostné situácie, s výrazným tlakovým aj teplotným gradientom, napr. v rokoch 2007, 2008, kedy rýchlosť vetra na našom území dosahovala silu silnej víchrice ( $89 \text{ km.h}^{-1}$ ) až orkánu ( $118 \text{ km.h}^{-1}$ ), s výskytom vetrových kalamít a škôd na majetku.

**Tabuľka 9. Priemerná mesačná a ročná rýchlosť vetra [ $\text{m.s}^{-1}$ ] s prihliadnutím na drsnosť terénu v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013**

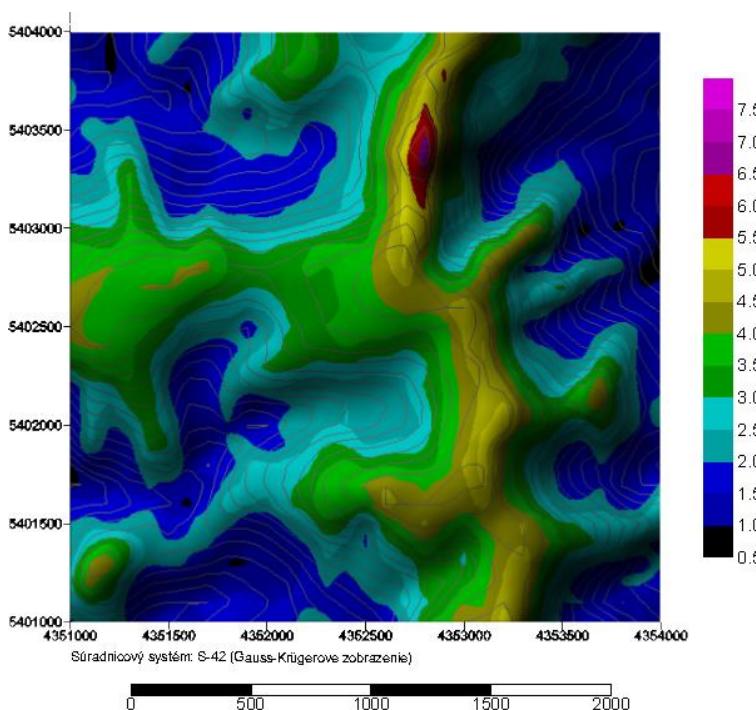
Mesiac	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Rýchlosť vetra	4,0	4,0	3,7	3,6	3,4	3,1	3,0	2,8	3,2	3,5	3,8	3,9	3,5

**Tabuľka 10. Početnosť smerov vetra a priemerná rýchlosť vetra podľa jednotlivých smerov v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013**

Smer vetra [°]	0	45	90	135	180	225	270	315	Priemer
Početnosť smerov vetra [%]	11,5	7,7	7,5	9,3	9,5	9,3	25,2	19,8	-
Rýchlosť vetra [ $\text{m.s}^{-1}$ ]	3,9	4,1	3,8	4,0	3,7	2,8	3,2	3,1	3,5



**Obr. 6. Početnosť smerov vetra a priemerná rýchlosť vetra podľa jednotlivých smerov v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013.**



**Obr. 7. Priemerná ročná rýchlosť vetra [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ] v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013.**

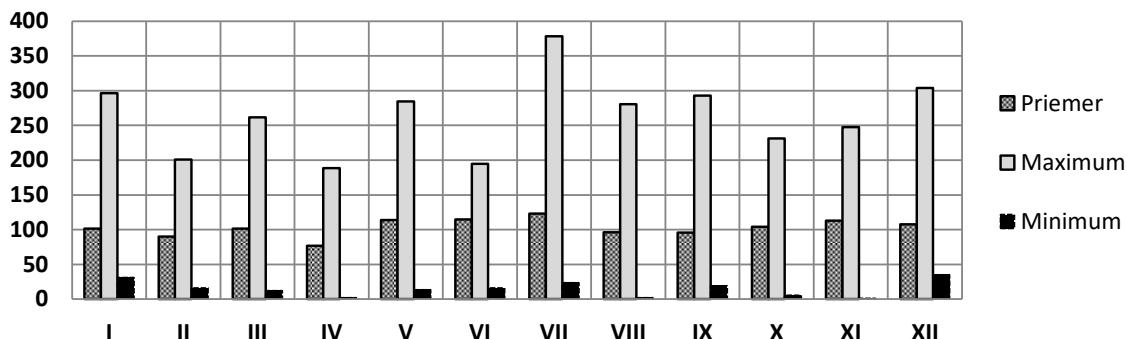
Odlesňovanie vrcholových a hrebeňových polôh spôsobuje nárast rýchlosťi vetra aj na príahlých svahoch, v závislosti od prevládajúcich smerov vetra a miery ich odlesnenia. Z lyžiarskych svahov je odlesnením najviac ovplyvnená Pekná vyhliadka pri južnom (S), juhovýchodnom (SE), severozápadnom (NW) prúdení vzduchu, horný úsek zjazdovky aj pri juhovýchodnom (SW) prúdení.

#### ***Atmosférické zrážky***

Dlhodobý priemerný ročný úhrn atmosférických zrážok v oblasti Skalka je vysoký, v hodnotenom období dosahoval okolo 1200 – 1260 mm (tab. 11). Tieto hodnoty zodpovedajú daným geografickým podmienkam, kde sa uplatňuje aj orografické zosilnenie zrážkovej činnosti, v blízkosti vrcholových a hrebeňových polôh. Vzhľadom k meridionálnej (severo – južnej) orientácii Kremnických vrchov, ohraničených Starohorskými vrchmi a Veľkou Fatrou, dochádzalo k zvýšenej zrážkovej činnosti nielen v priebehu západných cyklonálnych, ale aj južných cyklonálnych situácií. Výskyt najvyšších úhrnov zrážok sa vymedzuje práve v oblasti Skalky a sleduje vrcholové a hrebeňové polohy smerom na sever. V priebehu mimoriadne vlhkého roka 2010 spadlo až 1720 mm, naopak v priebehu mimoriadne suchého roka 2003 len 830 mm zrážok. Priemerné mesačné úhrny v priebehu roka boli vyrovnané, v rozpätí 90 až 123 mm zrážok, avšak odchýlky extrémnych mesačných už úhrnov boli veľké. Maximálny mesačný úhrn dosahoval v júli 378 mm, naopak absolútne mesačné minimá poklesli v aprili, auguste a novembri len 1 – 2 mm zrážok (obr. 8). Oblast' Skalky, v dôsledku častejšieho výskytu výdatných a intenzívnych zrážok v teplom polroku, podlieha zvýšenému riziku erozívnych procesov na odlesnených, nespevnených a strmých svahoch.

**Tabuľka 11. Priemerný, maximálny a minimálny mesačný a ročný úhrn zrážok [mm] v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013**

Mesiac	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
<b>Priemer</b>	102	90	102	77	114	115	123	96	96	104	113	108	1240
<b>Maximum</b>	296	201	262	189	284	195	378	281	293	231	248	304	1720
<b>Minimum</b>	31	16	12	2	13	16	23	2	19	5	1	35	830



**Obr. 8. Priemerný, maximálny a minimálny mesačný úhrn atmosférických zrážok [mm] v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013.**

Priemerný ročný počet dní s úhrnom zrážok 1 mm a viac dosiahol 137 dní. Priemerné mesačné hodnoty boli vyrovnané, v intervale 10 – 13 dní (tab. 12).

**Tabuľka 12. Priemerný mesačný a ročný počet dní s úhrnom zrážok 1 mm a viac v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013**

Mesiac	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
<b>Úhrn &gt;= 1 mm</b>	13	11	12	10	12	12	12	10	10	11	13	13	137

### **Snehová pokrývka a jej charakteristiky**

Charakteristiky snehovej pokrývky sú podminené, okrem orografie, reliéfu, expozície a využitia krajiny, zrážkovými, teplotnými, veternými pomermi. Priemerná mesačná výška snehovej pokrývky (tab. 13) dosahovala svoje maximum v januári až marci, ale v niektorých rokoch sa výdatné sneženie vyskytovalo už v decembri, čo napomáhalo akumulácii snehovej pokrývky a jej trvaniu v prípade prevahy anticyklónnych poveternostných situácií v januári. Absolútne denné maximálne snehové pokrývky, na otvorených lokalitách bez závejov, dosahovali výšok až okolo 200 cm. Celková výška snehovej pokrývky (CSP) v lesnom poraste, v závislosti od jeho skladby, je zvyčajne nižšia, ale jej trvanie naopak dlhšie. Preto dlhšie pretrvávali priažnivé snehové podmienky na početných bežeckých tratiach vytýčených v zalesnenom území. Záveje sa tvoria v otvorenom teréne, hlavne počas veterných cyklonálnych poveternostných situácií s výdatným snežením. Množstvo a charakteristiky snehovej pokrývky sú významne ovplyvňované priamym slnečným žiareniom a prúdením vzduchu od juhu a západu. Z južne orientovaných svahov snehová pokrývka ustupuje najskôr a jeho povrch býva častejšie zladovatený. V períodoch s advekciou teplých a suchých vzduchových hmôt z južných zemepisných šírok dochádza k intenzívnej sublimácii snehovej pokrývky.

**Tabuľka 13. Priemerná mesačná výška snehovej pokrývky (PVSP) a maximálna denná výška CSP v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013**

Mesiac	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<b>PVSP</b>	49	57	54	16	2	-	-	-	-	2	10	21
<b>Max. CSP</b>	182	180	207	110	26	-	-	-	-	38	55	180

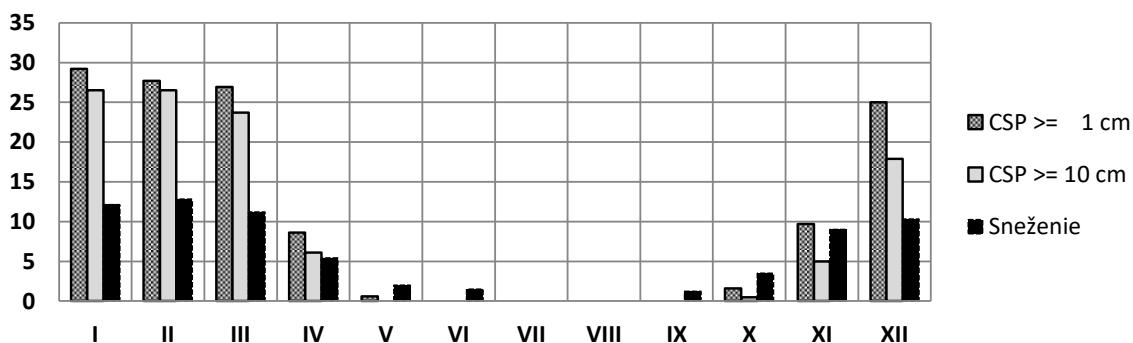
*Poznámka: PVSP je podiel sumy denných výšok celkovej snehovej pokrývky (CSP) a počtu dní s CSP 1 cm a viac*

Z hľadiska podielu skupenstva zrážok, prevažujú tekuté zrážky, s podielom 70 %. Tuhé zrážky predstavovali z celkového ročného úhrnu v dlhodobom priemere 20 %. Zvyšok, 10 % boli zmiešané zrážky. Podiel tuhých zrážok, v závislosti od teplotných a zrážkových pomerov v priebehu zíma, dosahoval rozptyl 7 % (1994) až 43 % (2005) celoročných zrážok.

Počet dní so súvislou snehovou pokrývkou v dlhodobom priemere dosahoval 129 dni (obr.9), s maximom 25 až 29 dní v období XII – III. Počet dní s výškou snehovej pokrývky 10 cm a viac je už nižší, približne 106 dní. V dlhodobom priemere sa v oblasti Skalka vyskytuje 69 dní so snežením, s maximom v mesiacoch XI – III (tab. 14).

**Tabuľka 14. Priemerný mesačný a ročný počet dní s celkovou snehovou pokrývkou (CSP) 1 cm a viac, 10 cm a viac a so snežením v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013**

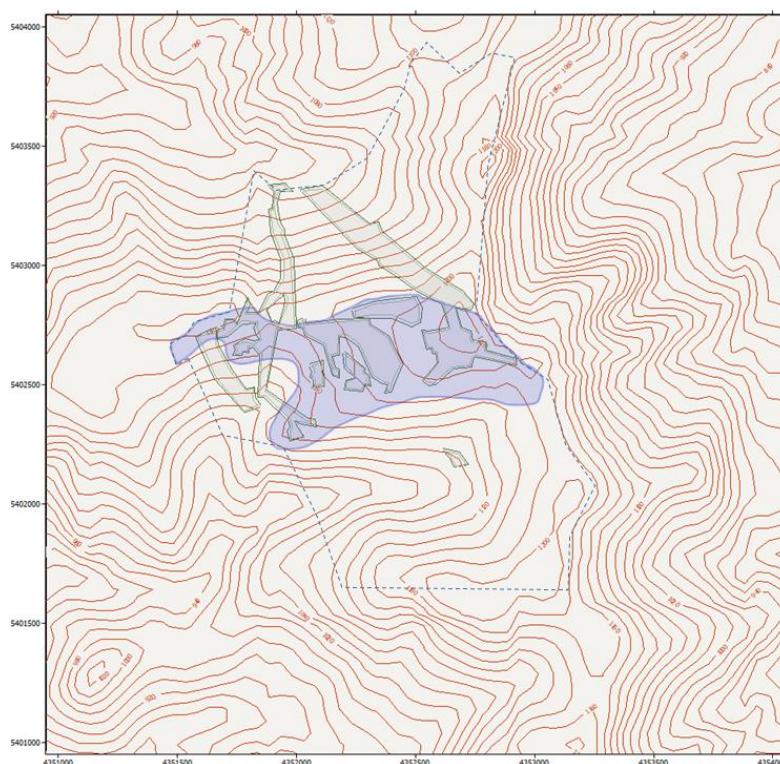
Mesiac	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
<b>CSP &gt;= 1 cm</b>	29	28	27	9	1	-	-	-	-	2	10	25	129
<b>CSP &gt;= 10 cm</b>	27	27	24	6	-	-	-	-	-	1	5	18	106
<b>Sneženie</b>	12	13	11	5	2	2	-	-	1	4	9	10	69



**Obr. 9. Priemerný mesačný počet dní s celkovou snehovou pokrývkou (CSP) 1 cm a viac, 10 cm a viac v oblasti Skalka pri Kremnici v období 1981 – 2013.**

#### *Vhodnosť klímy k sídlam*

Vo vzťahu k sídlam (obr. 10) sú v rámci vymedzeného územia Skalka pri Kremnici najvhodnejšie menej členité, otvorené vrcholové lokality od Krahuľského vrchu až po Skalku a mierne južné až juhozápadné konkávne svahy od Zadných dielov až po Skalku s malým sklonom do 3°, resp. 7°. Vrcholové polohy sú však aj veternejšie, v zimnom období náhodnejšie k tvorbe závejov a námrazových javov, čo zvyšuje nároky stavieb z hľadiska optimálnej orientácie voči prevládajúcemu prúdeniu vzduchu, slnečnému žiareniu, odvádzaniu zrážok a akumulácii snehovej pokrývky na budovách a v ich okolí. Je potrebné zohľadniť vysoký počet vykurovacích dní, v priemere 270 dní, v rozpäti 255 až 295 dní.

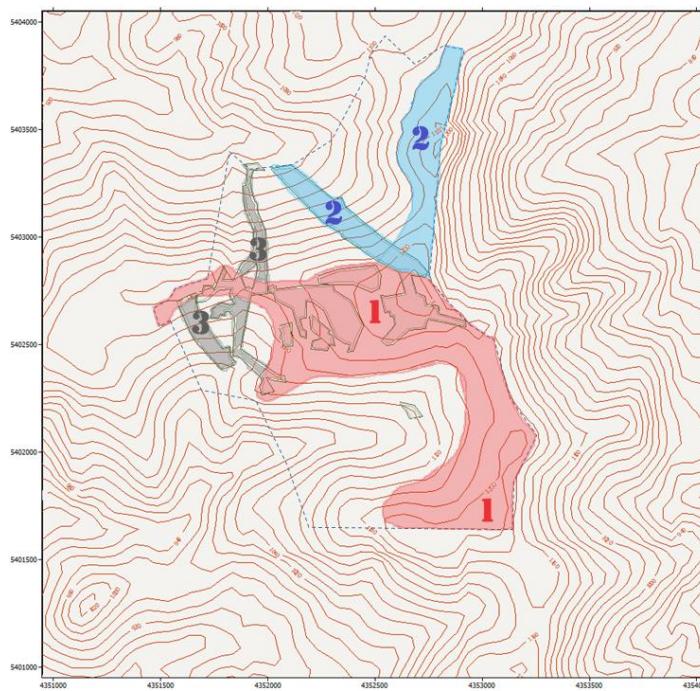


**Obr. 10. Mapa vhodnosti klímy k sídlam v lokalite Skalka.**

Na stavebné konštrukcie sú kladené vyššie nároky voči zaťaženiu vetrom a nerovnomernému zaťaženiu snehom. Aj z tohto dôvodu je potrebné citlivou zvažovať každý výrub lesného porastu. Uvážlivý prístup k spôsobu terénnych úprav pri odvádzaní intenzívnych krátkodobých, ale aj viacdenných výdatných zrážok významne znížuje riziko pôdnej erózie a jej premiestňovanie do nižších polôh, najmä v strmších svahoch. V prípade odlesňovania je nevyhnutná ochrana a obnova oslabených okrajov zalesnených plôch, ktoré majú funkciu vetrolamov, ovplyvňujú akumuláciu snehu na rozhraní zalesnenej a odlesnenej plochy.

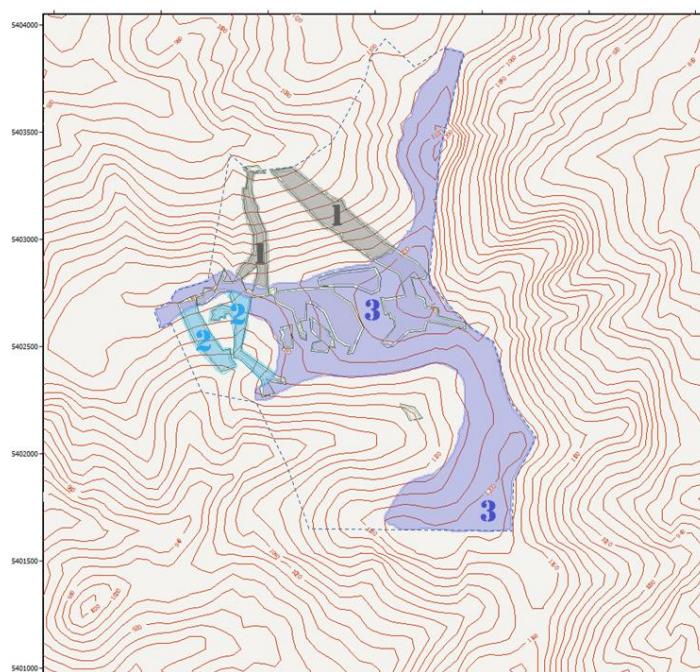
Stavby by mali byť prispôsobené predovšetkým zimným podmienkam od decembra do marca, kedy je ich výťaženosť najvyššia. Najlepšie podmienky pre letnú rekreáciu sú v mesiacoch júl a august, vo veľkej miere aj v júni. V prípade priaznivého počasia bývajú dobré podmienky v máji a v septembri. Obmedzené podmienky prevažujú v apríli, októbri a novembri, kedy už rekreačná činnosť v exteriéri býva počasí limitovaná. Ale v prípade dlhších inverzných períód sú priaznivé obdobia aj v októbri a novembri.

Pre letnú rekreáciu je limitujúca nižšia teplota vzduchu, zvýšená zrážková a búrková činnosť, väčšia oblačnosť v priebehu dňa, oproti podhorským a údolným polohám, výskyt advektívnych hmiel a väčšia veternosť. Vo vymedzenom území Skalka (obr. 11), vo vzťahu k letnej rekreácii sú najvhodnejšie opäť menej členité vrcholové lokality a južné až juhozápadné konkávne svahy, už ohraničené v mape 1, ako aj oblasť od Tunela cez Kremnickú skalu, Bystrické sedlo, Skalku až po Mýtny vrch. Táto oblasť, popretkávaná množstvom trás v zapojenom lesnom poraste, podporuje letnú turistiku, bežecké cyklistické disciplíny. K dispozícii sú ihriská pre kolektívne športy. Potenciál pre letné aktivity je však stále nenaplnený, týka sa to aj lyžiarskych svahov. Z hľadiska vhodnosti klímy k sídlam a k letnej rekreácii, je vymedzené územie Skalka, vrchovinným klimatickým typom. Disponuje limitným klimatickým potenciálom pre mierne chladnú a veľmi vlhkú mezoklímu.



Obr. 11. Mapa vhodnosti klímy k letnej rekreácii v lokalite Skalka.

Vo vymedzenom území Skalka pri Kremnici, vo vzťahu k zimnej rekreácii môžeme vymedziť dve oblasti (obr. 12), z hľadiska vhodnosti pre zimné športové aktivity. Prvou sú málo oslnnené severné svahy, s priaznivou akumuláciou, kvalitou a trvaním snehovej pokrývky, vhodné pre zjazdové lyžovanie. Druhou sú menej členité otvorené vrcholové polohy a južne orientované slnečné svahy pre bežecké disciplíny. V dôsledku slnečného žiarenia je v týchto lokalitách akumulácia snehovej pokrývky menej priaznivá, jej periodické topenie a opäťovné premízanie vytvára zľadovatený povrch, náročný na údržbu. Prevažujú bežecké trate, počas slabých zím sú južne orientované zjazdovky využiteľné prevažne len v užšom zimnom období. Ale z bioklimatologického hľadiska sú tieto lokality priaznivejšie, v dôsledku intenzívnej insolácie.



Obr. 12. Mapa vhodnosti klímy k zimnej rekreácii v lokalite Skalka.

Limitujúcim faktorom v zimnom období sú periódy s veľkou oblačnosťou, výskytom advektívnych hmiel, zvýšenou veternosťou a výskytom námrazových javov. Avšak počas príaznivých anticyklonálnych poveternostných situácií s inverzným zvrstvením ovzdušia sa vyskytujú periódy s príjemným slnečným počasím, na rozdiel od studených údolných a kotlinových polôh, zahalených inverznou oblačnosťou.

## ZÁVER

Zmeny v klimatickom systéme sa začínajú prejavovať aj zmenami hydrologického cyklu, dopadmi na pedosféru, rizosféru či zložky biosféry. Komplikované interakcie a vzťahy medzi systémami si vyžadujú interdisciplinárny prístup a spoluprácu expertov špecializovaných na jednotlivé ekologické systémy.

Výsledky našej štúdie slúžia ako podklad k tvorbe územného plánu záujmovej lokality. Dlhodobé zhodnotenie klímy, realizované na základe rôznych databáz (SHMÚ, TU Zvolen) potvrdzuje, že v ostatných rokoch až desaťročiach dochádza k nárastu nielen priemerných, ale aj maximálnych teplôt vzduchu v letnom aj zimnom období, k opakovanejmu výskytu dlhšie trvajúceho sucha.

Súčasné odlesňovanie vrcholových a hrebeňových polôh spôsobuje nárast rýchlosťi vetra aj na príahlých svahoch, v závislosti od prevládajúcich smerov vetra a miery ich odlesnenia.

Hodnotená oblasť je z klimatologického hľadiska celoročne vhodná na širokú škálu rekreačných aktivít, preto by bolo vhodné z tejto lokalite obnoviť meteorologické pozorovania v širšom rozsahu.

## Poděkovanie

Táto práca bola podporená Agentúrou na podporu výskumu a vývoja v rámci zmluvy APVV-20-0365, APVV-22-0056, APVV-18-0347 a VEGA 1/0443/23.

## LITERATÚRA

- Atlas krajiny SR. (2002): Dostupné online: <https://app.sazp.sk/atlassr/>
- Klimatické a fenologické normálky v období 1991 – 2020 na Slovensku (2022): NÁRODNÝ KLIMATICKÝ PROGRAM SLOVENSKEJ REPUBLIKY, Zväzok 16, Bratislava: Slovenský hydrometeorologický ústav. ISBN 978 – 80 – 99929 – 35 – 8
- Klimatický atlas Slovenska (2015): Bratislava: Slovenský hydrometeorologický ústav, 132 p. ISBN 978-80-88907-90-9.
- Kremnica - slovenský Semmering (2014): Dostupné online: <https://www.olympic.sk/clanok/kremnica-slovensky-semmering>
- Nosek, M. (1972): Metódy v klimatológii, Academia, Praha, 410 s.
- Zborník prác Hydrometeorologického ústavu v Bratislave (1982): Zväzok 19. Bratislava: Alfa, 224 s.

**MIKROKLIMATICKÉ ZMENY KLIMAXOVÝCH  
VYSOKOHORSKÝCH SMREČÍN V DÔSLEDKU ICH  
KALAMITNÉHOROZPADU V ZÁPADNÝCH TATRÁCH – TANAP-U**

**Lenka Malovcová, Milan Ostrihoň, Filip Jacko, Jaroslav Škvarenina**

Technická univerzita vo Zvolene

*Korešpondenčný autor: Lenka Malovcová, Technická univerzita vo Zvolene, T. G. Masaryka 24, 96001 Zvolen,  
xmalovcova@is.tuzvo.sk*

**ABSTRAKT**

Mikroklíma klimaxových smrečín nám poskytuje dôležité informácie o pôdno-ovzdušnom prostredí v lesnom poraste t.j. o základných údajoch o teplote vzduchu a pôdy a o ďalších mikrometeorologických prvkoch. Rastúce prírodné riziká a katastrofy, akými sú napr. teplotné extrémy, sucho, lesné a krajinné požiare, prívalové dažde, veterné a lykožrútové kalamity sú neklamnými znakmi človekom podmienenej globálnej zmeny klímy. Tieto zmeny dokážu meniť mikroklimatické aj hydrologické podmienky lesného prostredia. Merania sa uskutočňovali v trojdňovom časovom intervale od 18.7. do 20.7. 2022 a to na týchto plochách: mŕtvy les, porastový okraj, voľná plocha a živý les. Výskumné plochy sa nachádzajú v Západných Tatrách (TANAP-U) na výskumnom objekte Červenec, v nadmorskej výške 1420 m n. m. Mikrometeorologické merania teploty vzduchu sa vykonávali pomocou mikrometeorologickej stanice pozostávajúcej z meracieho zariadenia (Minikin i-line), ktorý meria teplotu vzduchu nad povrchom zeme vo výške (5 cm, 50 cm a 200 cm). Na meranie teploty pôdy sme používali zariadenie Microlog T3 s tromi snímačmi Pt1000 (-2 cm, -5 cm, a - 10 cm). Namerané hodnoty boli rozdelené do dvoch intervalov (desaťminútový interval a hodinový interval), pre lepšie znázornenie priebehu teploty vzduchu a pôdy. Cieľom tejto štúdie je porovnať vplyv kalamitných štadií rozpadu lesa na teplotu vzduchu, pôdy. Získané poznatky o zmenách porastovej mikroklímy horských smrečín v dôsledku ich kalamitného rozpadu poskytnú cenné poznatky pre obnovu budúceho lesa, pre jeho ochranu pred lesnými požiarmi.

**Kľúčové slová:** mikroklíma, teplota vzduchu a pôdy, horské klimaxové smrečiny, kalamitný rozpad, TANAP

**ÚVOD**

Dokonalá znalosť mikroklímy a bioklímy lesných porastov má pre štúdium produkčných a ekologických procesov rastlín veľký význam. Vo vnútri lesných porastov sa vytvára špecifická fyzikálna a chemická mikroklíma, ktorá je na jednej strane formovaná fyziologickými vlastnosťami a štruktúrou porastu, na druhej strane sama ovplyvňuje ekofyziologické a teda aj produkčné procesy rastlín. Vzájomné ovplyvňovanie v systéme pôda – porast – atmosféra závisí nielen od vlastností a štruktúry porastu, ale v nemalej miere aj od konkrétnych meteorologických podmienok (poveternostnej situácie) v danom čase (Strelcová et al., 2003, Tužinský et al., 2003).

Štruktúra lesa, vegetácia, zdravotný stav drevín a druhové zloženie to všetko ovplyvňuje transport vody a jej zložiek pomocou intercepcie, pôdnej vlhkosti, povrchovej vody, odtoku a vlhkosti vzduchu prostredníctvom transpirácie a evaporácie. Mikroklimatické variability ako pôda, zemský povrch a teplota vzduchu sa prostredníctvom energie zo solárnej radiácie transformujú pomocou vodnej evaporácie (Kopáček et al., 2023). Les výrazne vplýva na hydrologický cyklus. Súčasťou zachytávania zrážok lesom je vyparovanie a jeho spätné vracanie do atmosféry. Intercepcia mení priestorovú distribúciu zrážok pod korunami stromov. (Bartík et al., 2019).

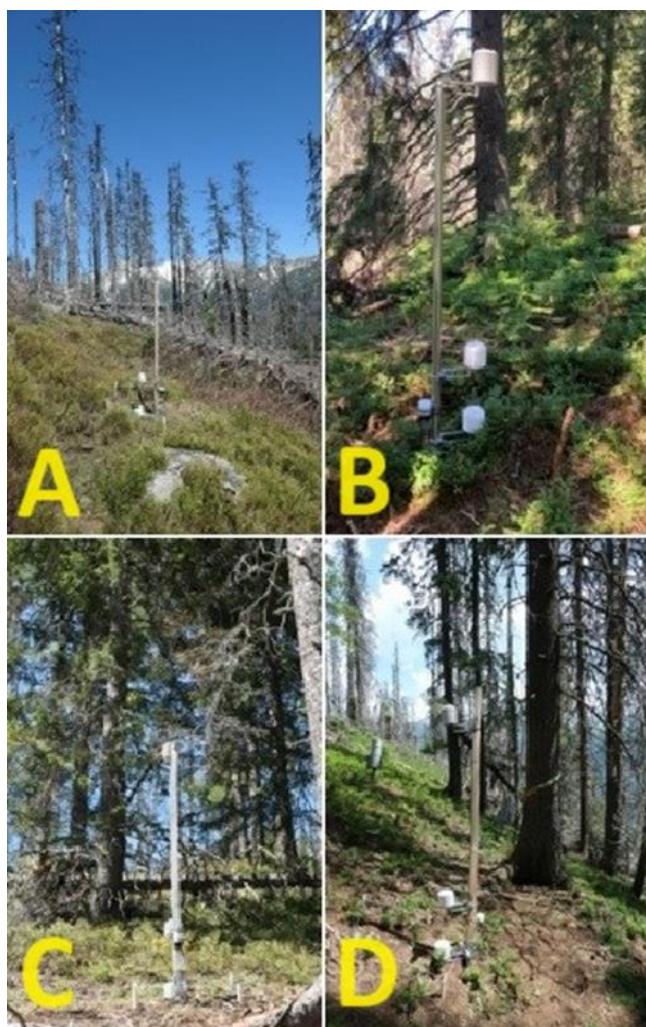
Lesy pokrývajú približne 40 % územia Slovenska. Rozsiahle oblasti v krajine boli nedávno postihnuté odumieraním, ako už bolo spomenuté (Grodzki et al., 2006; Jakuš et al., 2011; Seidl et al., 2011). Smrek obyčajný (*Picea abies* (L.) Karst) je najviac zastúpenou ihličnatou drevinou na Slovensku (jeho zastúpenie je približne 26 % zo všetkých druhov lesných drevín), zároveň je aj jedným z najohrozenejších druhov, najmä kvôli vysokej citlivosti na zvýšenie teploty vzduchu. Nastupujúca globálna zmena klímy je hrozobou pre stabilitu lesných ekosystémov (Kupka et al., 2023; Máliš et al., 2023). Odumieranie smrečín sa nevyskytuje len v oblastiach, kde bol smrek umelo vysadený človekom, ale dokumentuje sa aj v pôvodných horských lesoch (Janda et al., 2017; Parobeková et al., 2016; Húdoková et al., 2023) a v oblastiach, ktoré boli doteraz relatívne menej ovplyvnené ľudskou činnosťou (Fleischer et al., 2017, Mezei et al., 2017).

Vzhľadom na to, že takéto lesy sa často vyskytujú v pramenných oblastiach povodí, ich zmena môže mať vplyv aj na tvorbu povrchového odtoku a následne na odtokový režim v údolných oblastiach. V tejto štúdii sa budeme venovať hlavne mikroklimatickým zmenám klimaxových smrekových porastov v dôsledku ich kalamitného rozpadu v oblasti Západných Tatier (TANAP-U). Budeme sa zaberáť mikroklimatickými podmienkami ako sú teplota vzduchu a pôdy. Našim cieľom je zistiť ako kalamitné štádia rozpadu klimaxových smrekových porastov vplývajú na teplotu vzduchu a pôdy.

## **CHARAKTERISTIKA PLOCHY A METÓDY**

Merania teploty vzduchu a pôdy sme robili na výskumnnej ploche Červenec. Červenec sa nachádza v nadmorskej výške 1420 m n.m. v Západných Tatrach konkrétnie v blízkosti Jaloveckej doliny pri chate pod Náružím. Priemerná ročná teplota v Červenci je 2,4°C a táto vysokohorská oblasť sa vyznačuje najmä chladnou klímom (Klimatický atlas Slovenska 2015). Podľa Janča et al., (2021) spadá výskumná plocha do 7. smrekového vegetačného stupňa, skupiny lesných typov: *Sorbetio-Piceetum* (60%) a *Acereto-Piceetum* (40%). Podrobnejší popis lokality podáva práca Oreňák et al., (2013) a i.

Merania teploty vzduchu a pôdy sa vykonávali na týchto štyroch lokalitách (mŕtvy les, porastový okraj, voľná plocha a živý les). Jednotlivé merania sme zistovali pomocou mikrometeorologickej stanice, ktorá slúži na meranie teploty vzduchu. Teplotu vzduchu meriame meracím zariadením tzv. (Minikin i-line). Minikin i-line dokáže merať teplotu nad povrhom zeme vo výške (5 cm, 50 cm a 200 cm). Na meranie teploty pôdy sme použili zariadenie Microlog T3 s tromi snímačmi Pt1000 v hĺbke (-2 cm, -5 cm a -10 cm) pod zemským povrhom. Namerané hodnoty sme rozdelili do dvoch intervalov (desaťminútový a hodinový interval) pre oveľa lepšie znázornenie priebehu teploty. Náš príspevok má v zmysle metodiky autorov Petrík et al., (1986) charakter krátkodobého (ambulantného) mikrometeorologickeho merania. Pri tomto spôsobe merania sa zistuje hlavná mikroklimatická charakteristika prostredia krátkodobým pozorovaním zachytávajúcim priebeh niektorých významných meteorologických prvkov počas jedného alebo niekoľkých dní. Ambulantné merania sa robia za rôznych meteorologických situácií, ale najvhodnejšie sú za jasného slnečného a pokojného počasia, keď sú mikroklimatické účinky najvýraznejšie. Pre naše merania boli preto vybrané dni 18.7. do 20.7. 2022 s „ideálnym“ počasím s typom synoptickej situácie A - anticyklóna nad strednou Európou (podľa [www.shmu.sk](http://www.shmu.sk)).



Obr. 1. A – voľná plocha, B – živý les, C – porastový okraj, D – mŕtvy les (Zdroj: vlastný archív).

## VÝSLEDKY A DISKUSIA

### *Teplota pôdy a vzduchu na voľnej ploche*

Aktívnym mikroklimatickým povrchom voľnej plochy je vlastný povrch pôdy a nízkej bylinnej vegetácie. Pri povrchu pôdy meteorologické prvky majú nápadné rozdielnosti t.j. od povrchu pôdy smerom do atmosféry a pedosféry sa prudko menia teplota, vlhkosť a od jeho vlastnosti závisí napr. evapotranspirácia atď. Mikroklimatický priestor (do výšky 1,5-2m) je charakteristický veľkým kolísaním a rýchlymi zmenami meteorologických javov, v našom prípade hlavne teploty, ale vo všeobecnosti aj vlhkosti a tiež ho charakterizujú neustálé pohyby vzduchu, turbulencie a pod. Ako konštatujú viacerí autori (Geiger 1961, Petrík et al., 1986; Špánik et al., 2006) príčinou týchto javov v prízemnej vrstve ovzdušia je rozhranie medzi pôdou a ovzduším, t. j. aktívny povrch pôdy, na ktorom a v ktorého bezprostrednej blízkosti (do niekoľko mm) je najväčšia výmena tepelnej energie. Uplatňujú sa tu rôzne fyzikálne vlastnosti aktívneho povrchu a pôdy, ale aj absorpcia, tepla pôdou, insolácia, dlhovlnná radiácia atď.

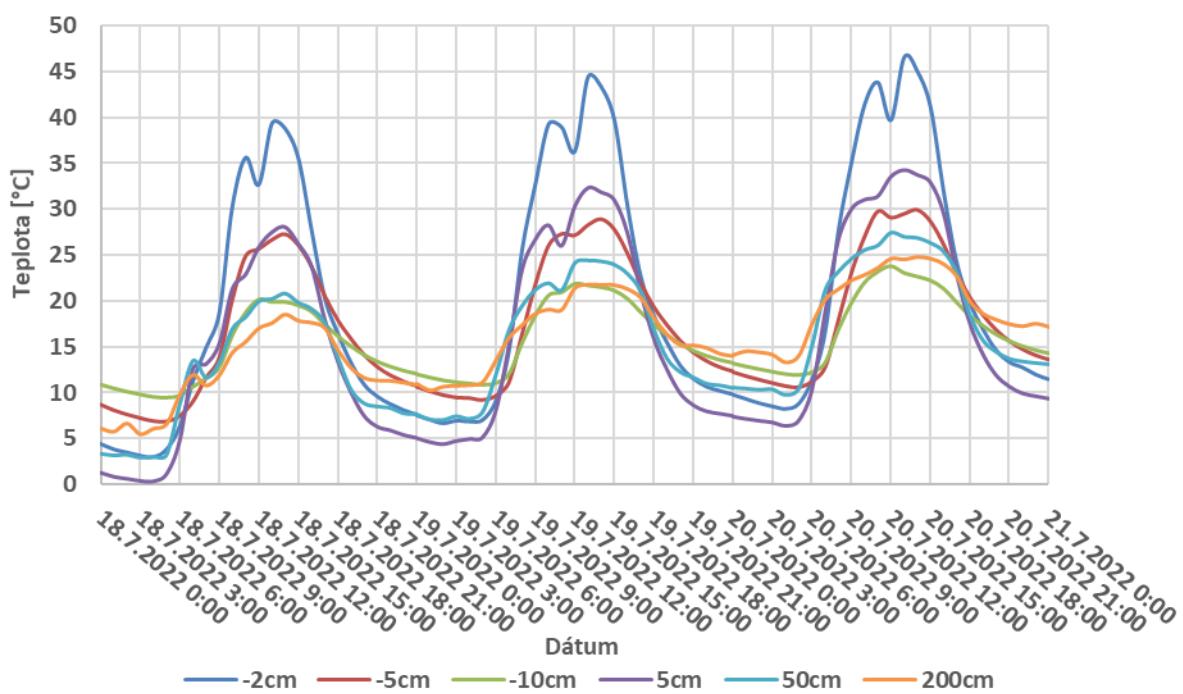
Najvyššie a najnižšie namerané teploty vzduchu vo všetkých troch dňoch boli vo výške 5 cm. Dňa 20.7. 2022 bola najvyššia nameraná teplota 34°C o 13:00 hod a najnižšia nameraná teplota bola 18.7. 2022 0,4°C. Najvyššie a najnižšie namerané teploty pôdy vo všetkých troch dňoch boli v hĺbke -2 cm. Dňa 20.7. 2022 bola nameraná najvyššia teplota pôdy 46,5 °C o 13:00 hod.

a najnižšia nameraná teplota bola 18.7. 2022 3°C. Veľké amplitúdy pozorujeme medzi dňom a nocou v hĺbke -2 cm, kde amplitúda dosahovala hodnotu 43,6°C. Pri dosiahnutí teplotného maxima teplota klesla cca o 3°C potom stúpla na maximálnu teplotu a tento cyklus sa opakoval počas týchto troch dní. Dôvodom bol vyvrátený strom, ktorý sa zachytil v porastovom okraji medzi 11 a 12 hod. a vtedy tieň dosiahol do polovice mikroklimatickej stanice.

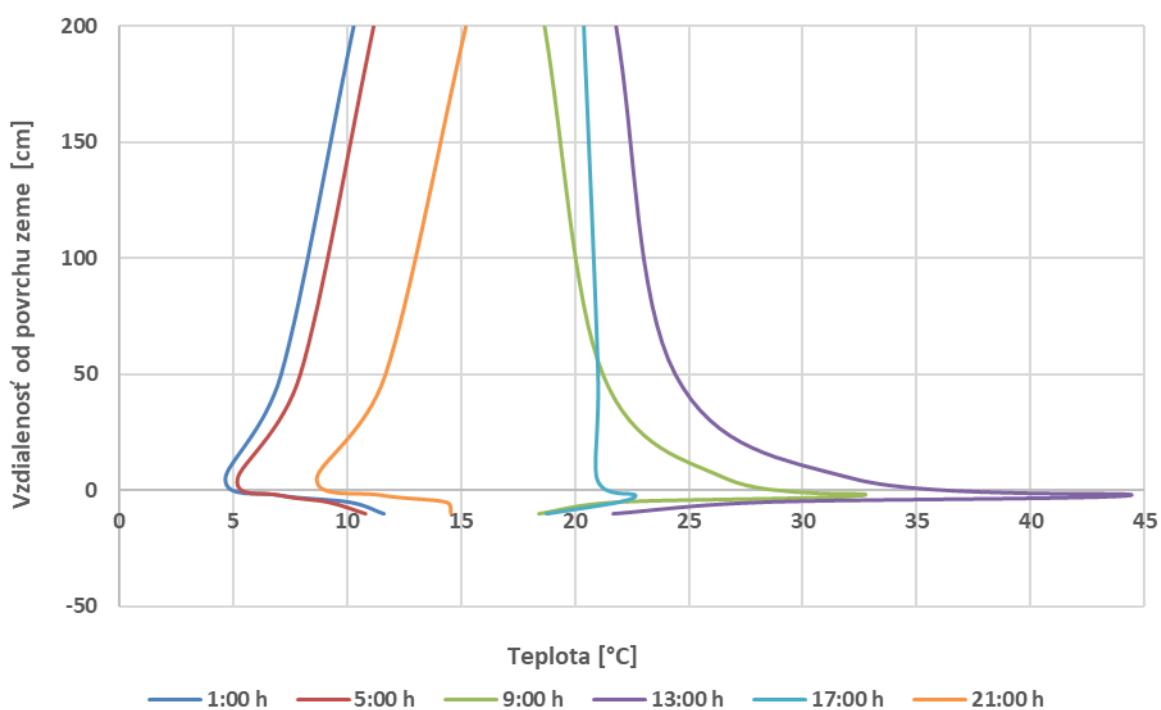
Naše merania jasne ukázali, že v mikroklimatickom priestore nad holou pôdou vznikajú dva typy vertikálneho rozdelenia teploty insolačný typ a radiačný typ, veľmi podobne ako ich popisujú napríklad autori Petrík et al., (1986), Špánik et al., (2006) a ī. Insolačný typ predstavuje stav kedy slnečné žiarenie dopadá na povrch pôdy a tenká milimetrová vrstva ho pohlcuje a premieňa na teplo. Radiačný typ sa formuje v noci, kedy v prízemnej vrstve vzduchu prevláda vyžarovanie tepla z povrchu pôdy do ovzdušia, čo spôsobuje ochladzovanie najnižšej prízemnej mikroklimatickej vrstvy, pričom nastáva teplotný zvrat (inverzia) (Petrík et al., 1986). Tieto procesy názorne zobrazujú krivky zmien vo výškovom rozdelení teploty v mikroatmosfére, ktoré sa v bioklimatológii nazývajú tautochróny. Tautochróny predstavujú čiary vertikálneho zvrstvenia teploty v sledovanom profile (hĺbka, výška a teplota) v určitom čase (Petrík, 1979). Na obrázku 3 krivky označujú tautochróny pre teploty v profile -50 až +200 cm. Zväzok tautochrón (v 4 hodinovom intervale) výborne znázorňuje i výkyvy (amplitúdy) medzi maximálnymi a minimálnymi teplotami v priebehu vo zvolenom profile. Krivky na ľavej strane (01:00; 5:00 a 21:00 h) znázorňujú radiačný, nočný typ rozdelenia teploty, kedy teplota vzduchu do výšky 200 cm vzrástá. Tieto teplotné profily zreteľne dokumentujú vytvorenie prízemnej teplotnej inverzie. Teplota pôdy naopak s hĺbkou rastie. Krivky na ľavej strane obrázka 3 (o 9:00 a 13:00 h) reprezentujú typický priebeh insolačného teplotného zvrstvenia, pri ktorom je najvyššia teplota vzduchu nad povrhom pôdy a so vzrástajúcou výškou teplota vzduchu klesá. O 13:00 h teplota pôdy tesne pod povrhom (-2 cm) dosahuje 44,4 °C a smerom do hĺbky klesá. Podobne extrémne hodnoty maximálnych teplôt aktívneho povrchu na kalamitou postihnutom území Tatranského národného parku (nadmorská výška 1065 m) sa zistili na ploche zarastenej smlzom chípkatým (*Calamagrostis villosa*), a tiež na ploche po požiari bez vegetácie Mišíková (2008) a Mišíková – Škvarenina (2009). Osobitný prípad predstavuje krivka teplotného zvrstvenia o 17:00 h. Teplota vzduchu sa s výškou viac menej nemení, tento stav sa nazýva izotermia (Petrík et al., 1986). Podvečer sa pri miernom vetre prejavuje vplyv slabnúcej insolácie len v tenkej vrstve nad aktívnym povrhom, vo vyšších vrstvách nad pôdou sa v dôsledku premiešavania vzduchu vyskytuje v sledovanom priestore takmer vyrovnané izotermné zvrstvenie.

Voľná plocha (obr. 1. - A) je otvorené priestranstvo na ktoré dopadá priame slnečné žiarenie, lebo tam nie je skoro žiadny stromový porast, ale len bylinný a trávnatý kryt resp. holá pôda. Na voľnej ploche je aktívnym povrhom pôda, ktorá sa prehrieva v dôsledku toho dochádza k rýchlejšiemu rozkladaniu mikrobiálnej zložky, k vysokým teplotným rozdielom, ktoré spôsobujú napríklad riziko požiarov na tejto ploche.

Disturbančný vplyv na pôdne mikroorganizmy trvá dovtedy dokým znova narastie nadzemná vegetácia a neskorá sukcesia vegetácie môže meniť pôdne vlastnosti (Gömöryová et al., 2014). Vyťaženie drevnej suroviny v závislosti od voľnej plochy negatívne ovplyvňuje pôdne mikroorganizmy. Dôležitú úlohu v mikrobiálnych procesov zohráva les. Pri jeho obnove je potrebné zabezpečiť trvalo udržateľné obhospodarovanie lesov, aby nedochádzalo k jednorazovému odstráneniu materských porastov (Holden et al., 2013).



**Obr. 2. Denný priebeh teploty vzduchu a pôdy na voľnej ploche od 18.7.2022 do 20.7.2022  
(Zdroj: spracovanie autorským kolektívom).**



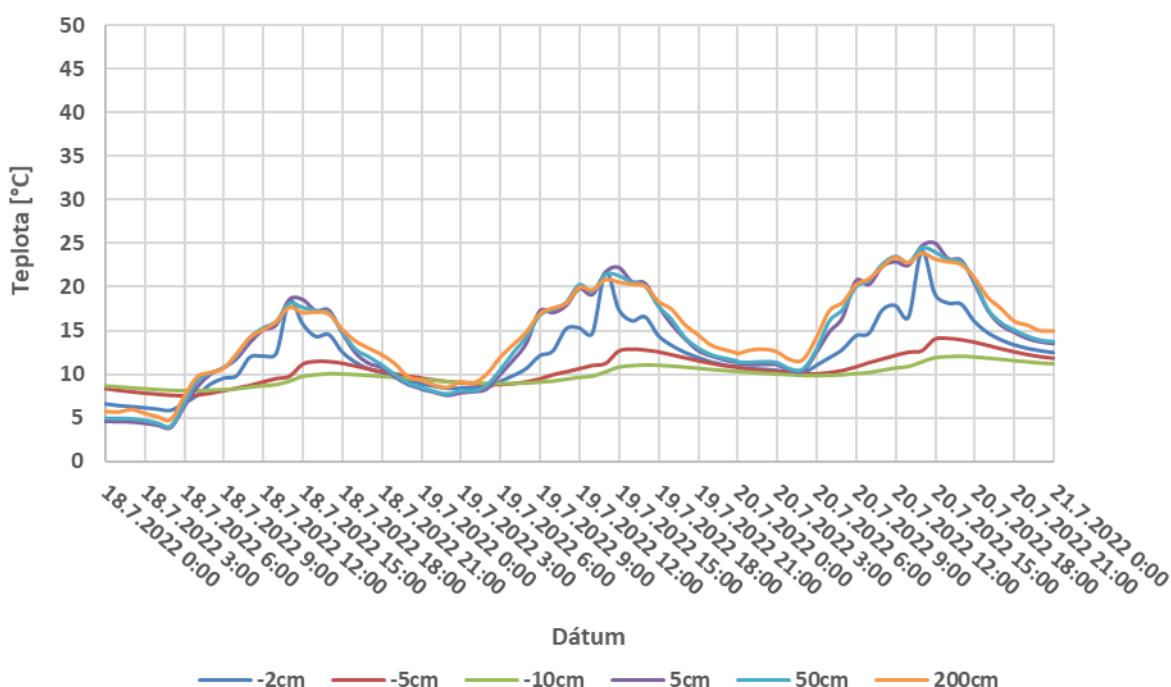
**Obr. 3. Tautochróny teploty vzduchu a pôdy na voľnej ploche za deň 19.7.2022 (Zdroj:  
spracovanie autorským kolektívom).**

#### ***Teplota pôdy a vzduchu v živom lese***

Mikroklíma tiennych ihličnatých porastov je po celý rok stabilná a podstatne sa lísi od mikroklímy voľného priestranstva, a takým príkladom sú smrekové porasty. Mikroklíma živého lesa (obr. 1. - B) sa vyznačuje nízkymi amplitúdami teplôt vo vegetačnom období, vysokou relatívnou vlhkosťou vzduchu, čo sa prejavuje nepriaznivým vplyvom na pôdu, ktorá je náchylná na hromadenie povrchového humusu (Petrík et al., 1986). Pozorujeme, že podobné

vlastnosti má mikroklima smrekového porastu v porovnaní s voľnou plochou aj v dennom chode.

Živý les má hustý korunový zápoj, Na teplotný režim v lese má veľký vplyv porastová klenba, ktorá cez deň zadržiava slnečnú energiu a v noci zasa zabraňuje vyžarovaniu tepla z pôdy. V živom lese, preto nevznikajú také teplotné extrémy, ktoré sú rizikom lesných požiarov ako na voľnej ploche. Korunový zápoj sa stáva aktívnym povrhom pri ohrievaní vzduchu nad ním a pod ním počas dňa alebo pri ochladzovaní noci. Vlhkosť vzduchu je vyššia počas dňa a v noci je vyššia teplota t.j. živý les sa snaží udržovať svoju teplotu. V živom lese amplitúdy teploty pôdy a vzduchu nie sú také veľké ako na voľnej ploche.

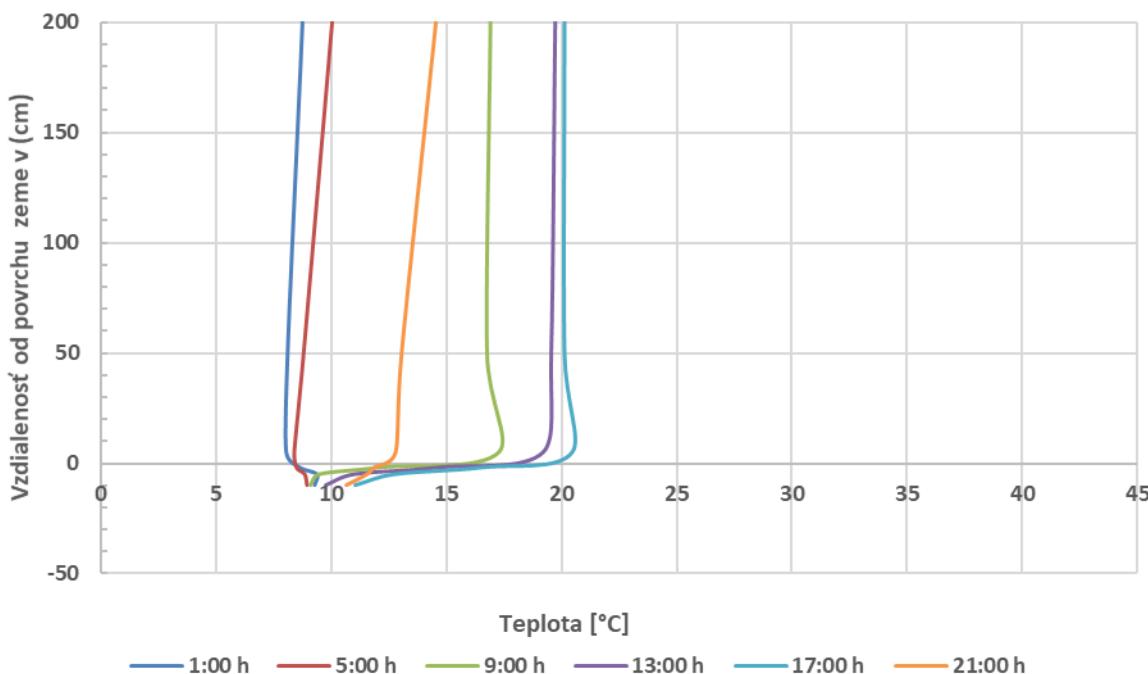


**Obr. 4. Denný priebeh teploty vzduchu a pôdy v živom lese od 18.7.2022 do 20.7.2022 (Zdroj: spracovanie autorským kolektívom).**

Teplotné rozdiely teploty pôdy a vzduchu v živom lese sa výrazne nemenia. Maximálne teploty vzduchu vo všetkých troch dňoch boli namerané vo výške 5 cm. Dňa 20.7. 2022 bola nameraná najvyššia teplota vzduchu vo výške 5 cm 24,5 °C. Najnižšie namerané teploty vzduchu za všetky tri dni boli vo výške 50 cm. Najnižšia nameraná teplota vzduchu bola dňa 18.7. 2022 4°C vo výške 50 cm. Amplitúda živého lesa vo výške 5 cm bola 17,5°C. Najvyššie namerané teploty pôdy vo všetkých troch dňoch bola v hĺbke -2 cm. Dňa 20.7. 2022 bola nameraná najvyššia teplota pôdy v hĺbke -2 cm 24°C. Minimálna nameraná teplota pôdy bola v hĺbke -10 cm dňa 18.7. 2022 v intervale od 8°C do 11°C. Les znižuje maximálne denné teploty a zvyšuje minimálne nočné teploty. Potom je samozrejmé, že teplotné výkyvy sú v lese menšie ako na holine. Les veľmi výrazne ovplyvňuje najmä teplotné maximá.

Na obrázku 5 sú vykreslené tautochróny v profile -50 až +200 cm pre živý smrekový les. Vidíme, že tieto sú markantne líšia od teplotného zvrstvenia na voľnej ploche, nakoľko vplyv dennej insolácie ako aj nočného teplotného vyžarovania je hustým korunovým zápojom obmedzený. Taktiež dochádza k oneskorovaniu nástupu denného maxima teploty, ktoré sa posúva do popoludňajších hodín. Podobne sa v živom lese oneskoruje aj nástup nočného ochladzovania sa aktívneho povrchu prízemnej vrstvy.

Formovanie vegetačnej klímy zohráva veľmi kľúčovú úlohu v architektonike porastu, ktorú charakterizuje tvar, rozmery, geometrická stavba a vonkajšia štruktúra rastlín. Vplyvom distribúcie žiarenia, dochádza k zmene vertikálnych profilov teploty, vlhkosti vzduchu a vodnej bilancie vďaka zmene hustoty porastov. Výskum vzájomných vzťahov medzi lesným porastom a meteorologickými prvkami je zložitý vzhľadom na vplyv porastu na mikroklimu a naopak (Strelcová et al., 2003; Tužinský et al., 2003).



**Obr. 5. Tautochróny teploty vzduchu a pôdy v živom lese za deň 19.7.2022 (Zdroj: spracovanie autorským kolektívom).**

#### **Teplota vzduchu a pôdy na porastovom okraji**

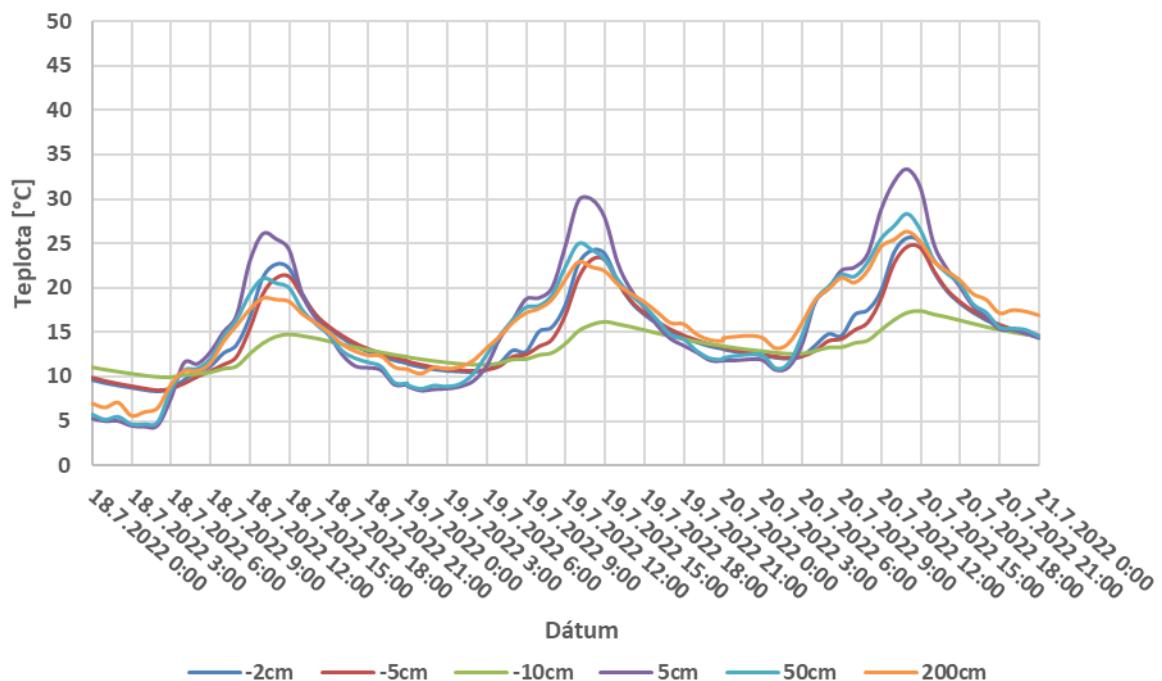
Mikroklima porastového okraja (obr. 1 - C) je kľúčovým faktorom, pretože sa na ňom dokáže zmladzovať les, čo má obrovský význam v pestovaní lesa. Mikroklima porastového okraja je kombináciou mikroklimy kmeňového priestoru lesa s mikroklimou voľnej plochy, kde za určitých podmienok dochádza k výmene vlastností. Na okrajovú stenu lesa dopadá slnečné žiarenie alebo vrhá tieň na voľnú plochu. Zadržiava dážď, zachytáva kvapky hmly, prípadne ak je na závernej strane, chráni voľné priestranstvo a môže buď zvyšovať, alebo znižovať množstvo zrážok. V prírode tvorí tzv. mûr, ktorý spôsobuje vznik doplnkových klimatických javov. Na pochopenie mikroklimy je potrebné mať poznatky o priebehu žiarenia a režimu vetra. Mimoriadny význam v porastovom okraji má rozptýlené žiarenie (žiarenie oblohy), pretože je vo všetkých prípadoch rovnaké. Ak je podiel rozptýleného žiarenia ku celkovému žiareniu väčší, tým bude rozdiel menší medzi žiareniom na stenách porastu orientovaných na rôzne svetové strany (Petrík et al., 1986).

Na obrázku 6 môžeme vidieť, že priebeh teplôt porastového okraja sa výrazne odlišuje od priebehu v živom lese a to hlavne v dôsledku vyššie uvedenej rozdielnej distribúcie žiarenia. Maximálne teploty vzduchu vo všetkých troch dňoch boli namerané vo výške 5 cm. Pri maximálnych hodnotách teplôt za tri dni teplota stúpla o  $3,9^{\circ}\text{C}$ . Amplitúda porastového okraja dosiahla hodnotu  $22,4^{\circ}\text{C}$  vo výške 5 cm. Dňa 20.7. 2022 bola nameraná najvyššia teplota vzduchu  $33,3^{\circ}\text{C}$  o 14:00 hod. Najnižšie namerané teploty vzduchu vo všetkých troch dňoch boli vo výške 5 cm a 50 cm. Maximálne teploty pôdy v hĺbke -2 cm vo všetkých troch dňoch

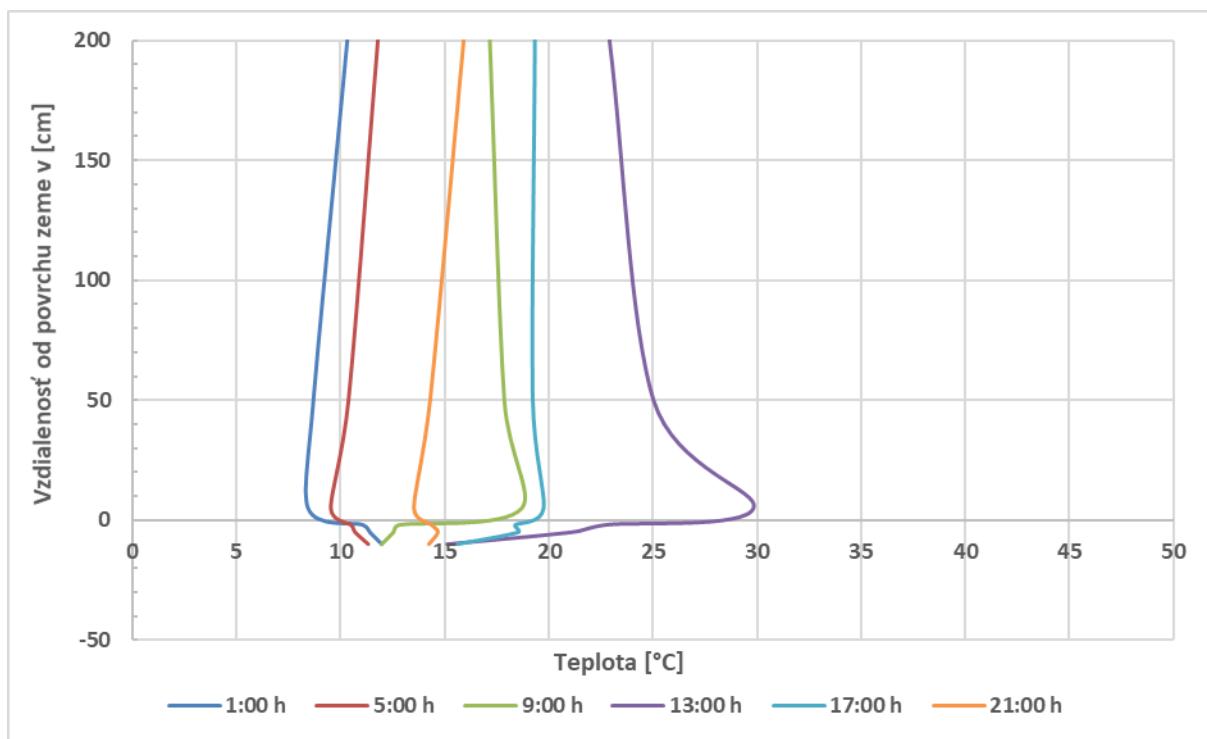
boli nad 20°C a najnižšie namenané teploty pôdy boli v hĺbke -10 cm v rozpäti od 11°C do 17°C.

Na obrázku 7 je zobrazený zväzok tautochrón pre stanovište porastový okraj v profile -50 až +200 cm. V dôsledku južnej expozície nami sledovaného porastového okraja majú tautochróny o 9:00 h a o 13:00 h insolačný charakter. Tautochróny o 1:00 h a o 5:00 h vykazujú nočný radiačný typ. Teplotné zvrstvenie nad povrhom pôdy o 17:00 h zas naznačuje nevýraznú izotermiu. Tautochróny porastového okraja predstavujú prechod medzi voľnou plochou a kmeňovým priestorom živého lesa.

Na základe expozície porastového okraja sú okrajové stromy vystavené extrémnym teplotám, priamou slnečnou radiáciou a suchám, a najmä sú náchylnejšie na lykožrútové kalamity, o ktorých pojednávajú niektoré štúdie podľa (Mezei et al., 2011; Galko et al., 2012). Lykožrút smrekový je neodmysliteľnou súčasťou smrekových ekosystémov. Lykožrút ako pionier kolonizuje odumierajúce stromy, a preto začína s rozkladom dreva, čo by sme mohli považovať za prirodzený nástroj pre obnovu smrekových porastov. Avšak, za takýchto podmienok lykožrút smrekový môže byť príčinou poškodenia produkcie lesných porastov (Mezei et al., 2011). Južne orientované porastové okraje svojou špecifickou mikroklimou vytvárajú vhodnejšie podmienky pre vznik lesných požiarov (Ostrihoň et al., 2021).



**Obr. 6. Denný priebeh teploty vzduchu a pôdy v porastovom okraji od 18.7.2022 do 20.7.2022**  
(Zdroj: spracovanie autorským kolektívom).



**Obr. 7. Tautochróny teploty vzduchu a pôdy v porastovom okraji za deň 19.7.2022 (Zdroj: spracovanie autorským kolektívom).**

#### **Teplota vzduchu a pôdy v mŕtvom lese**

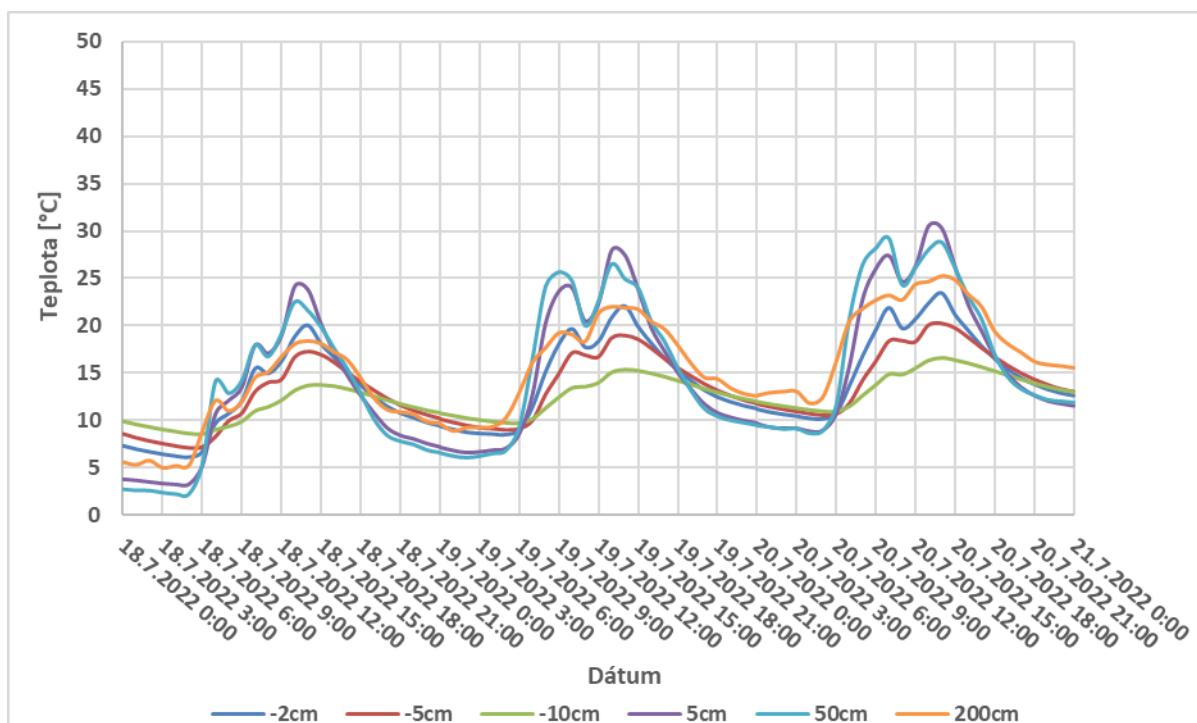
Mŕtvy les (obr. 1. - D) má kľúčový význam len do určitého štátia, čo sa týka teplotných amplitúd. Amplitúdy mŕtveho lesa podľa našich meraní nie sú vysoké. Do odumretého lesa sa dostáva viacej slnečného žiarenia ako do živého lesa, keďže mŕtvy les stráca asimilačný apparát. Mŕtvy les má redší zápoj než živý les, a preto mŕtve, uschnuté koruny prepustia viac slnečného žiarenia.

Preto medzi vnútom odumretého porastu a príahlou voľnou plochou nebaďať také výrazné teplotné rozdiely ako pri porovnaní živého smrekového porastu s voľnou plochou. Teploty namerané v rôznych výškach v mŕtvom lese dosahujú vyššie amplitúdy v porovnaní so živým lesom. Vzostupný charakter teplôt sa pohybuje v intervale od 6:00 hod. do 15:00 hod. V hĺbke -2 cm pozorujeme medzi dňom a nocou veľké teplotné amplitúdy. Maximálne a najnižšie teploty vzduchu vo všetkých troch dňoch boli namerané vo výške 5 cm. Najvyššia nameraná teplota vzduchu vo výške 5 cm bola dňa 20.7. 2022 s hodnotou 30°C o 14:00 hod. a najnižšia nameraná teplota vzduchu bola 2,2°C vo výške 50 cm o 4:00 hod. dňa 18.7. 2022. Stojace kmene odumretých smrekov vytvárajú poklesy priebehu teplotnej krivky vytváraním tieňov (obr. 8).

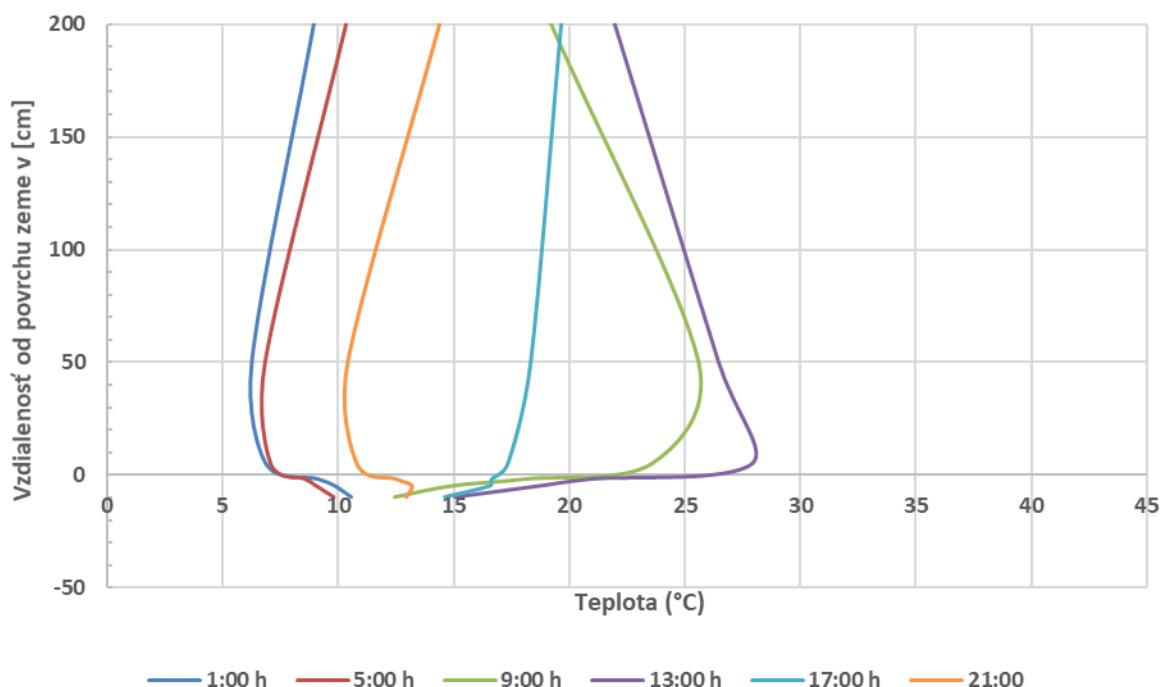
Maximálne teploty pôdy vo všetkých troch dňoch boli namerané v hĺbke -2 cm a najnižšie namerané teploty pôdy boli v hĺbke -10 cm. Najvyššia nameraná teplota pôdy v hĺbke -2 cm bola dňa 20.7. 2022 s hodnotou 25°C a najnižšia teplota pôdy vo všetkých troch dňoch bola v hĺbke -10 cm a pohybovala sa v intervale od 10°C do 15°C. Medzi dňami od 18.7. 2022 do 20.7. 2022 bola najväčšia amplitúda v hĺbke -2 cm pri hodnote 43,5°C. Na obrazu č. 8 je zobrazená krivka, ktorá označuje tautochrónu pre teploty o 9:00 hod. v profile -50 až +200 cm.

Tautochróny teploty vzduchu a pôdy v mŕtvom lese (obr. 9) sa svojim charakterom a priebehom najviac približujú tautochrónam na voľnej ploche. Mŕtve porasty smreka v dôsledku straty rozsiahleho povrchu asimilačného aparátu umožňujú prenikanie slnečného žiarenia na lesnú pôdu v zvýšenej miere. Denná (insolačná) mikroklíma, ako aj nočná (radiačná) mikroklíma sa

formuje výraznejšie ako v živom lese. Na druhej strane mŕtvy stojací les stále vytvára mierny tieň a súčasne tlmi prúdenie vzduchu, čím zmierňuje teplotné extrémy v porovnaní s voľnou plochou.



**Obr. 8. Denný priebeh teploty vzduchu a pôdy v mŕtvom lese od 18.7.2022 do 20.7.2022 (Zdroj: spracovanie autorským kolektívom).**



**Obr. 9. Tautochróny teploty vzduchu a pôdy v mŕtvom lese za deň 19.7.2022 (Zdroj: spracovanie autorským kolektívom).**

## ZÁVER

Mikroklíma sa vo všeobecnosti definuje ako klíma zvyčajne malého priestoru, vytvorená pod bezprostredným vplyvom aktívnej vrstvy klima-genetického rovnorodého krajinného prvku. Porastová mikroklíma zaberá celú mikroklimatickú sféru ovplyvnenú prítomnosťou rastlinstva, t.j. vrstvu pôdy a vrstvu ovzdušia do výšky, po ktorú bezprostredne zasahuje vplyv aktívneho povrchu vytvoreného na povrchu vegetácie. Charakter porastovej mikroklímy je veľmi rozdielny podľa druhu rastlín, hustoty alebo zápoja porastu a ďalších faktorov, napríklad aj zdravotný stav lesných porastov, prípadne ich odumieranie.

Výsledky meraní potvrdili zásadný vplyv lesa na teplotu a jej minimálne amplitúdy pri jednotlivých výskach merania. Najmenšie amplitúdy meraných teplôt boli prirodzené v živom lese. Prirodzené pohlcuje a odráža slnečné žiarenie, čím nedochádza k extrémnemu prehrievaniu pôdy v podzemnej a nadzemnej časti. Mikroklíma živého smrekového porastu vytvára špecifický typ chladnej tiennej mikroklímy ihličnatých porastov, ktorá sa podstatne sa lísi od mikroklímy voľných priestranstiev. K najväčším amplitúdam dochádzalo na voľnej ploche, keďže slnečné žiarenie dopadá priamo na pôdu, aj keď ani tu nemožno zanedbať významnú úlohu bylinnej vegetácie. Na jednej strane tu dochádza k výraznému prehrievaniu a na strane druhej k rýchlemu výdaju tepla. Porastový okraj, ktorý nám vytvára tzv. prechodnú klímu je tiež veľmi zaujímový z hľadiska striedania teploty. Svetlo prechádzajúce porastovým okrajom do vnútra porastu vytvára priaznivé podmienky pre vznik prirodzeného zmladenia a naopak tieň vrhaný porastovým okrajom na voľnú plochu zmierňuje amplitúdy teplôt. Pri odumierajúcim lese, kde došlo k strate asimilačného aparátu možno tiež potvrdiť zaujímové závery. Aj keď les je už v počiatočnom štádiu rozpadu, tak ešte stále jeho kmeňový priestor hrá významnú úlohu pri ovplyvňovaní mikroklímy, čo potvrdzujú namerané hodnoty nášho merania. Denná (insolačná) mikroklíma, ako aj nočná (radiačná) mikroklíma sa formuje výraznejsie ako v živom lese. Na druhej strane mŕtvy stojaci les stále vytvára mierny tieň a súčasne tlmi prúdenie vzduchu, čím zmierňuje teplotné extrémy v porovnaní s voľnou plochou. Našim meraním sme chceli priniesť nové poznatky z hľadiska vplyvu lesa na teplotu a poukázať na jeho významný vplyv na plnenie celospoločenských funkcií v krajinе. Ďalší výskum mikroklímy rozpadajúcich sa horských smrečín môže priniesť cenné poznatky pre ich ochranu a obnovu.

## Poděkovanie

Autori dăkujú za podporu projektom Agentúry na podporu výskumu a vývoja: AP18–0347, APVV-21-0224, APVV-19-0340 a APVV-15-0425. Taktiež dăkujú Vedeckej grantovej agentúre MŠVVaŠ SR a SAV (VEGA) za podporu projektu: VEGA 1/0443/23.

## LITERATÚRA

- Bartík, M., Holko, L., Jančo, M., Škvarenina, J., Danko, M., Kostka, Z. (2019): Influence of mountain spruce forest dieback on snow accumulation and melt. *J. Hydrol. Hydromech.*, 67, 1, 59–69.
- Fleischer, P., Pichler, V., Fleischer, P., Holko, L., Máliš, F., Gömöryová, E., Cudlín, P., Holeksa, J., Michalová, Z., Homolová, Z., Škvarenina, J., Strelcová, K., Hlaváč, P. (2017): Forest ecosystem services affected by natural disturbances, climate and land-use changes in the Tatra Mountains. *Climate Research*, 73, 1-2, 57–71.
- Galko, J., Zúbrik, M., Vakula, J., Gubka, A., Úradník, M. (2012): Aktuálne hrozby zo šírenia inváznych druhov hmyzu na Slovensku. In Kunca, A. (ed.): *Aktuálne problémy v ochrane lesa 2012*, 129–140.
- Geiger, R. (1961): *Das Klima der bodennahen Luftschicht – Ein Lehrbuch der Mikroklimatologie*. 4. Aufl. Vieweg, Braunschweig.

*Electronic Book  
Contemporary Challenges in Environmental Research*

- Gömöryová, E., Fleischer, P., Gömöry, D. (2014): Soil microbial community responses to windthrow disturbance in Tatra National Park (Slovakia) during the period 2006–2013/Odozva pôdneho mikrobiálneho spoločenstva na veternú kalamitu v Tatranskom národnom parku (Slovensko) v období rokov 2006–2013. *Lesnický Casopis*, 60, 3, 137–142.
- Grodzki, W., Jakuš, R., Lajzová, E., Sitková, Z., Maczka, T., Škvarenina, J. (2006): Effects of intensive versus no management strategies during an outbreak of the bark beetle *Ips typographus* (L.) (Col.: Curculionidae, Scolytinae) in the Tatra Mts. in Poland and Slovakia. *Annals of forest science*, 63, 1, 55–61.
- Holden, S.R., Treseder, K.K. (2013): A meta-analysis of soil microbial biomass responses to forest disturbances. *Frontiers in Microbiology*, 4, 2013, 163.
- Húdoková, H., Fleischer jr, P., Ježík, M., Marešová, J., Pšidová, E., Mukarram, M., Jamnická, G. (2023): Can seedlings of Norway spruce (*Picea abies* LH Karst.) populations withstand changed climate conditions? *Photosynthetica*, 61, 3, 328–341.
- Jakuš, R., Edwards-Jonášová, M., Cudlín, P., Blaženec, M., Ježík, M., Havlíček, F., Moravec, I. (2011): Characteristics of Norway spruce trees (*Picea abies*) surviving a spruce bark beetle (*Ips typographus* L.) outbreak. *Trees*, 25, 2011, 965–973.
- Jančo, M., Mezei, P., Kvas, A., Danko, M., Slezák, P., Mindáš, J., Škvarenina, J. (2021): Effect of mature spruce forest on canopy interception in subalpine conditions during three growing seasons. *J. Hydrol. Hydromech.*, 69, 4, 436–446.
- Janda, P., Trotsiuk, V., Mikoláš, M., Bače, R., Nagel, T. A., Seidl, R., Svoboda, M. (2017): The historical disturbance regime of mountain Norway spruce forests in the Western Carpathians and its influence on current forest structure and composition. *Forest ecology and management*, 388, 2017, 67–78.
- Kopacek, J., Bače, R., Grill, S., Hejzlar, J., Kaňa, J., Porcal, P., Turek, J. (2023): Dynamics and Variability of Microclimate in an Unmanaged Mountain Forest after a Bark Beetle Outbreak. Available 4357174.
- Kupka, D., Pan, K., Gruba, P. (2023): Initial responses of soil chemical properties to simulated warming in Norway spruce (*Picea abies* (L.) H. Karst.) stands in the Western Carpathians. *Geoderma*, 432, 2023, 116400.
- Máliš, F., Ujházy, K., Hederová, L., Ujházyová, M., Csölleová, L., Coomes, D. A., Zellweger, F. (2023): Microclimate variation and recovery time in managed and old-growth temperate forests. *Agric. For. Meteorol.*, 342, 2023, 109722.
- Mezei, P., Jakuš, R., Blaženec, M., Belánová, S., Smídt, J. (2011): Population dynamics of spruce bark beetle in a nature reserve in relation to stand edges conditions. *Folia Oecologica*, 38, 1, 73.
- Mezei, P., Jakuš, R., Pennerstorfer, J., Havašová, M., Škvarenina, J., Ferenčík, J., Netherer, S. (2017): Storms, temperature maxima and the Eurasian spruce bark beetle *Ips typographus*—An infernal trio in Norway spruce forests of the Central European High Tatra Mountains. *Agric. For. Meteorol.*, 242, 2017, 85–95.
- Mišíková, N. (2008): Vplyv bylinnej vegetácie na extrémne teploty kalamitnej plochy požiariska v Tatranskom národnom parku. In Rožnovský, J., Litschmann, T. (eds): „Bioklimatologické aspekty hodnocení procesů v krajině“, Mikulov 9. – 11.9.2008, 1–16.
- Mišíková, N., Škvarenina, J. (2009): Mikroklimatické podmienky kalamitnej plochy požiariska v TANAP-e a jej zmeny. *Meteorologický časopis*, 12, 1, 31–36.
- Oreňák, M., Vido, J., Hrbík, M., Bartík, M., Jakuš, R., Škvarenina, J. (2013): Intercepčný proces smrekového porastu vo fáze rozpadu v Západných Tatrách. *Zprávy lesnického výzkumu*, 58, 4, 360–369.
- Ostrihoň, M., Škvarenina, J., Korístecková, K. (2021): Effect of Selected Meteorological Factors on Forest Litter Moisture Content and Fire Danger Degree. *Delta*, 15, 1, 58–70.
- Parobeková, Z., Sedmáková, D., Kucbel, S., Pittner, J., Jaloviar, P., Saniga (2016): Influence of disturbances and climate on high-mountain Norway spruce forests in the Low Tatra Mts., Slovakia. *For. Ecol. Manag.*, 380, 2016, 128–138.
- Petrík, M. (1979): Cvičenia z lesníckej bioklimatológie (3. vyd). VŠLD Zvolen.
- Petrík, M., Havlíček, V., Uhrecký, I. (1986): Lesnícka bioklimatológia. Príroda.
- Seidl, R., Schelhaas, M. J., Lexer, M. J. (2011): Unraveling the drivers of intensifying forest disturbance regimes in Europe. *Global Change Biology*, 17, 9, 2842–2852.
- Střelcová, K., Mindáš, J., Škvarenina, J., Tužinský, L. (2003): Štúdium mikroklimy a bioklím horských lesných porastov. In Rožnovský, J., Litschmann, T. (eds): Seminár „Mikroklima porostů“, Brno, 58–68
- Tužinský, L., Střelcová, K., Škvarenina, J., Tužinský, E. (2003): Štúdium mikroklimy a bioklím horských lesných porastov. In Rožnovský, J., Litschmann, T. (eds): Seminár „Mikroklima porostů“, Brno, 203–206.
- www.shmu.sk (2022): Slovenský hydrometeorologický ústav, Typy poveternostných situácií v roku 2022 (<https://www.shmu.sk/sk/?page=8> Získané: 6. 10. 2023)

# **MONITORING NAJVÝZNAMNEJŠÍCH AKTUÁLNE POUŽÍVANÝCH PESTICÍDOV V POVRCHOVEJ VODE NA SLOVENSKU V OBDOBÍ 2012-2022**

**Ivan Bartík, Jana Dömenyová, Lea Mrafková, Zuzana Paľušová**

Slovenský hydrometeorologický ústav

*Korešpondenčný autor: Jana Dömenyová, Slovenský hydrometeorologický ústav, Jeséniova 17, 833 15  
Bratislava, jana.domenyova@shmu.sk*

## **ABSTRACT**

Pesticides are substances intended to eliminate or suppress the growth of unwanted organisms - animals, plants, fungi or various microbes. Contamination of the environment by pesticides can pose serious harmful effects on non-target organisms and also on human health. In order to set appropriate measures for the environmental protection, it is necessary to monitor and evaluate the occurrence of pesticide residues in individual components of the environment.

Monitoring of pesticides in Slovak surface water is carried out annually, in accordance with the relevant Water monitoring program under the responsibility of the Ministry of the Environment of the Slovak Republic. The paper presents the results of the monitoring of ten important pesticides used in agricultural production (over 10 000 kg/year) in Slovakia during the period 2012-2022. So far, the monitoring has not proven a significant long-term contamination of surface water in the Slovak Republic by pesticides. There was only one substance, chlorpyrifos, which exceeded the environmental quality standard (EQS) in one monitoring site in 2020 and potentially also in two other sites in 2021 and 2022, respectively.

**Keywords:** pesticides, monitoring, surface water, environmental quality standards (EQS), limit of quantification (LOQ)

## **ÚVOD**

Pesticídy sú látky určené na likvidáciu alebo potláčanie rastu nežiadúcich organizmov - a to živočíchov, rastlín, hub či rôznych mikroorganizmov. Najväčší význam majú pesticídy v poľnohospodárstve, kde sa ako prípravky na ochranu rastlín používajú cca od 40. rokov 20. storočia, a to najmä na ochranu kultúrnych plodín alebo poľnohospodárskych produktov pred nežiadúcim vplyvom škodcov. Chemická alebo biologická látka so špecifickým účinkom na cieľové organizmy sa označuje ako „účinná látka“; pesticídom potom môže byť bud' jedna účinná látka alebo kombinácia viacerých účinných látok.

Z miest, kde sa používajú a skladujú, sa pesticídy môžu postupne šíriť do okolia – prenikajú do organizmov, pôdy, podzemnej a povrchovej vody, ovzdušia. Tam môžu významne vplývať aj na necieľové organizmy a tiež na ľudské zdravie. Výskyt pesticídov v rôznych typoch prostredí sa preto sleduje a vyhodnocuje. Nižšie uvádzame výsledky monitoringu najvýznamnejších pesticídov vo vodných tokoch Slovenskej republiky za ostatné roky, vykonávaného v súlade s Rámcovým programom monitorovania vód a jeho ročnými dodatkami v gescii MŽP SR.

## **METODIKA A VÝBEROVÉ KRITÉRIÁ**

Látky s pesticídym účinkom sa v SR monitorujú od r. 1981. Spektrum monitorovaných účinných látok sa medziročne mení (počet sledovaných účinných látok sa spravidla každoročne zvyšuje; v súčasnosti sa ich monitoruje viac ako päťdesiat). Príspevok sa zameriava na účinné látky spotrebované v poľnohospodárstve SR v najväčších množstvách (nad 10 000 kg za rok);

vychádzali sme pritom z údajov poskytnutých Ústredným kontrolným a skúšobným ústavom poľnohospodárskym (ÚKSÚP), pričom sme vybrali tie látky, ktoré boli zároveň sledované v povrchovej vode štátnym monitoringom. Údaje sú z databázy Súhrnná evidencia o vodách („SEoV“) spravovanej Slovenským hydrometeorologickým ústavom.

Výsledkom výberu je 10 účinných látok. Ich názvy v medzinárodnej podobe sú uvedené nižšie. Výber údajov sme ohraničili rokmi 2012 a 2022. Počty miest monitorovania sú uvedené v tabuľke 1.

Zdroje údajov:

- spotreba pesticídov v poľnohospodárstve (ÚKSÚP)
- zoznam autorizovaných prípravkov na ochranu rastlín (ÚKSÚP)
- štátny monitoring kvality v povrchovej vode v gescii MŽP SR (SHMÚ - SEoV)

## **VÝSLEDKY A DISKUSIA**

V tabuľke 1 je pre každú z vybraných účinných látok uvedený počet monitorovaných miest („MM“) za jednotlivé roky. V priebehu hodnoteného obdobia boli najviac sledované účinné látky zo skupiny herbicídov: pendimethalin, terbutylazin, a glyphosate a zo skupiny insekticídov: chlorpyrifos a ethofumesate.

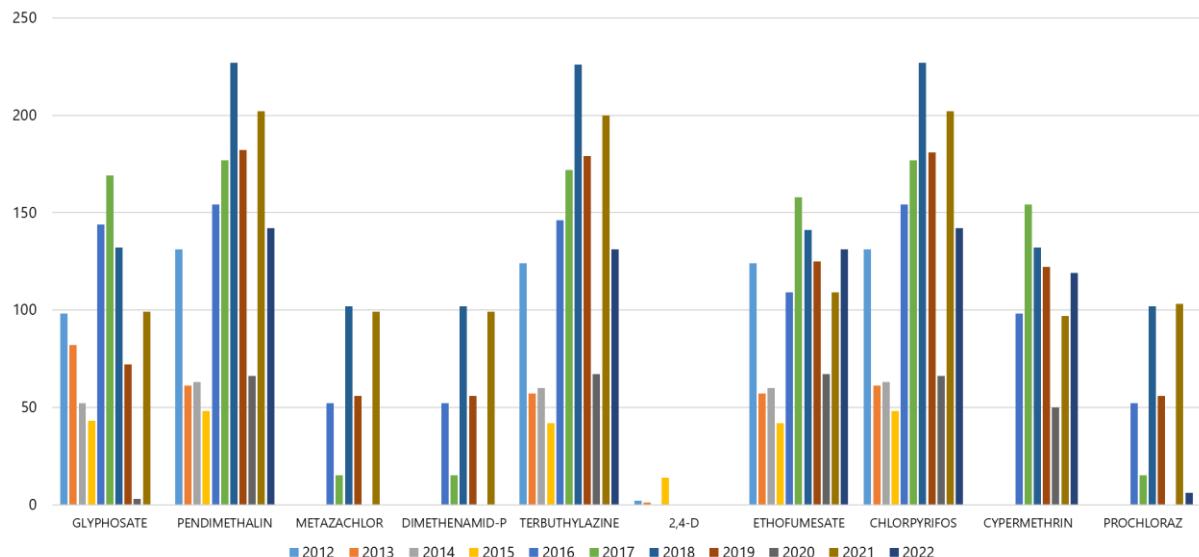
**Tabuľka 1. Počet miest s monitorovaním vybraných účinných látok v SR (2012-2022)**

ROK	HERBICÍDY							INSEKTICÍDY		FUNGICÍDY
	GLYPHOSATE	PENDIMETHALIN	METAZACHLOR	DIMETHENAMID-P	TERBUTYLAZINE	2,4-D	ETHOFUMESATE	CHLORPYRIFOS*	CYPERMETHRIN	PROCHLORAZ
2012	98	131	-	-	124	2	124	131	-	-
2013	82	61	-	-	57	1	57	61	-	-
2014	52	63	-	-	60	-	60	63	-	-
2015	43	48	-	-	42	14	42	48	-	-
2016	144	154	52	52	146	-	109	154	98	52
2017	169	177	15	15	172	-	158	177	154	15
2018	132	227	102	102	226	-	141	227	132	102
2019	72	182	56	56	179	-	125	181	122	56
2020	3	66	-	-	67	-	67	66	50	-
2021	99	202	99	99	200	-	109	202	97	103
2022	-	142	-	-	131	-	131	142	119	6

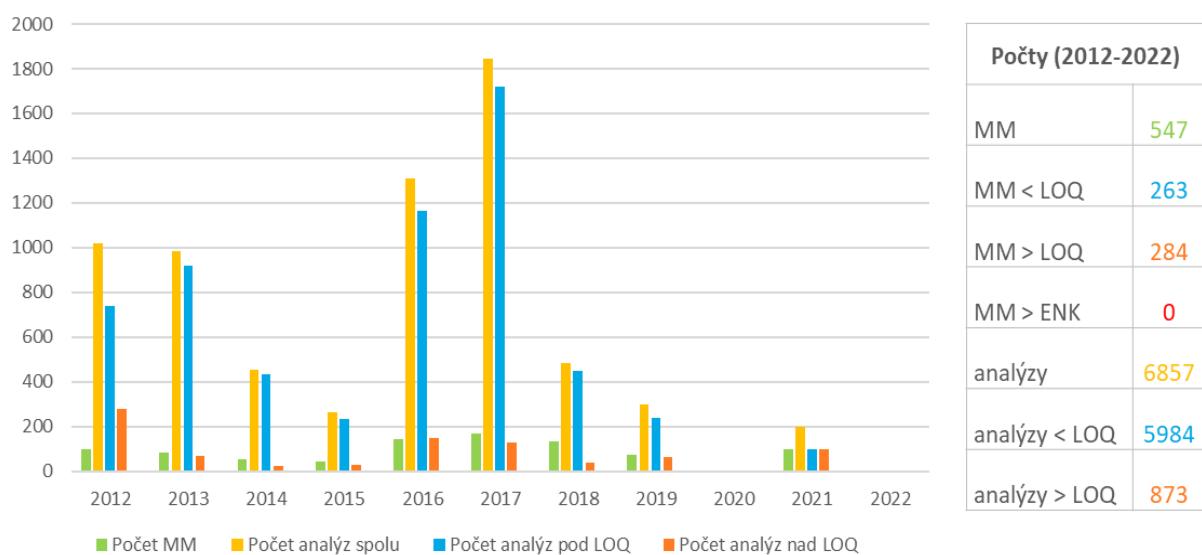
\*Poznámka: Používanie účinnej látky chlorpyrifos bolo v EÚ povolené len do r. 2020.

Na obrázku 1 je znázornený počet miest („MM“) pre každú z vybraných účinných látok v jednotlivých rokoch.

Na obrázkoch 2-12 je pre každú z vybraných účinných látok uvedený počet miest, v ktorých bola látka monitorovaná, a celkový počet laboratórnych analýz danej látky za celé sledované obdobie. Z celkového počtu analýz je špecifikovaný počet údajov nameraných pod medzou stanovenia („< LOQ“) a počet nameraných údajov prekračujúcich medzu stanovenia („>LOQ“). Zároveň je vyznačený počet miest, v ktorých sledovaná účinná látka prekročila príslušnú environmentálnu normu kvality („ENK“ podľa nariadenia vlády SR č. 269/2010 Z. z. v znení nariadenia vlády SR č. 398/2012 Z. z. a nariadenia vlády SR č. 167/2015 Z. z.).

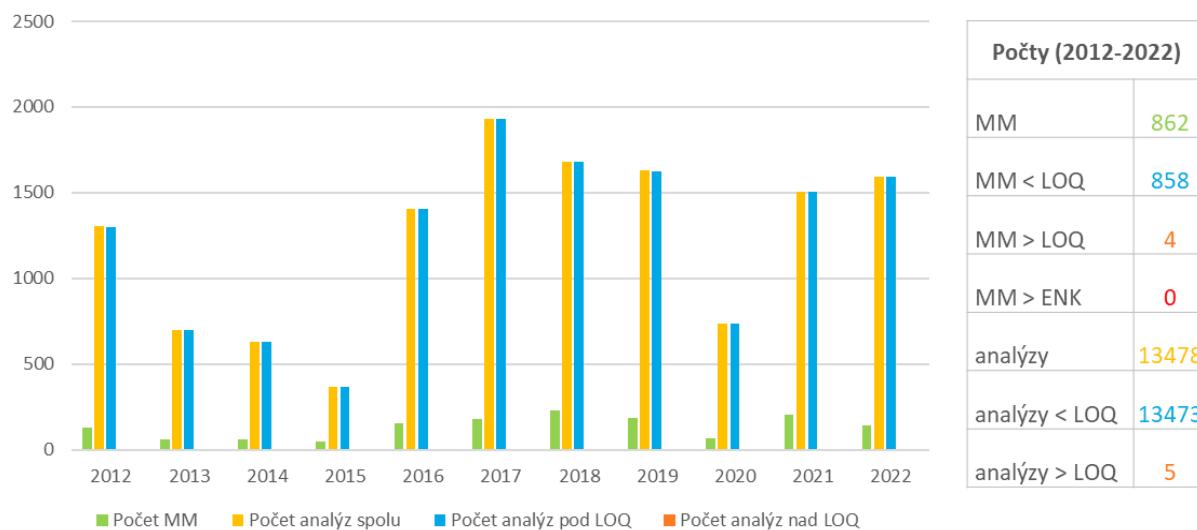


**Obr. 1. Počet miest s monitorovaním vybraných účinných látok v SR (2012-2022).**

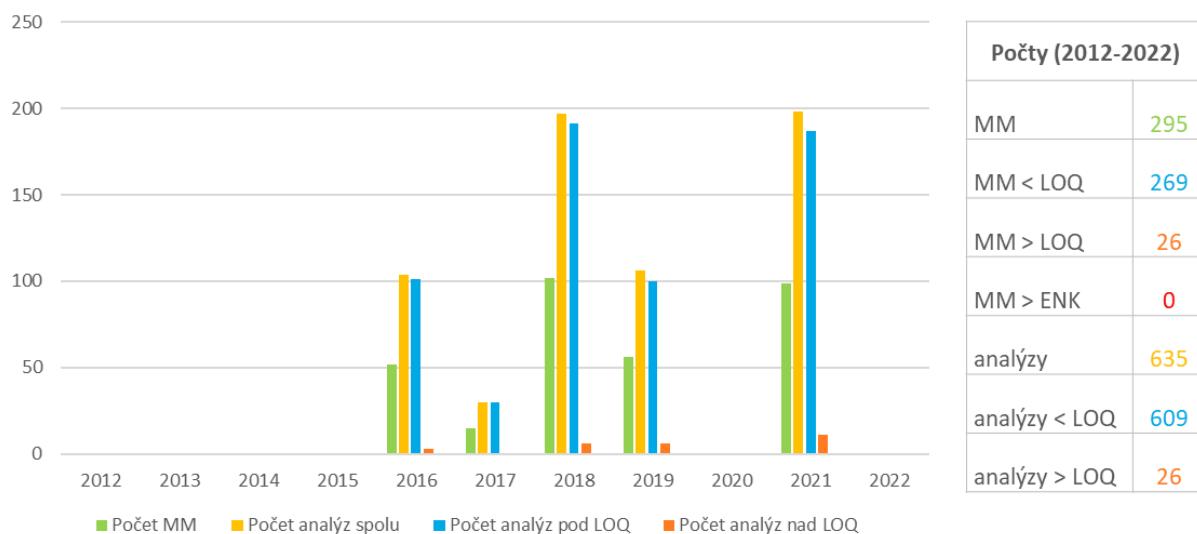


**Obr. 2. Glyphosate.**

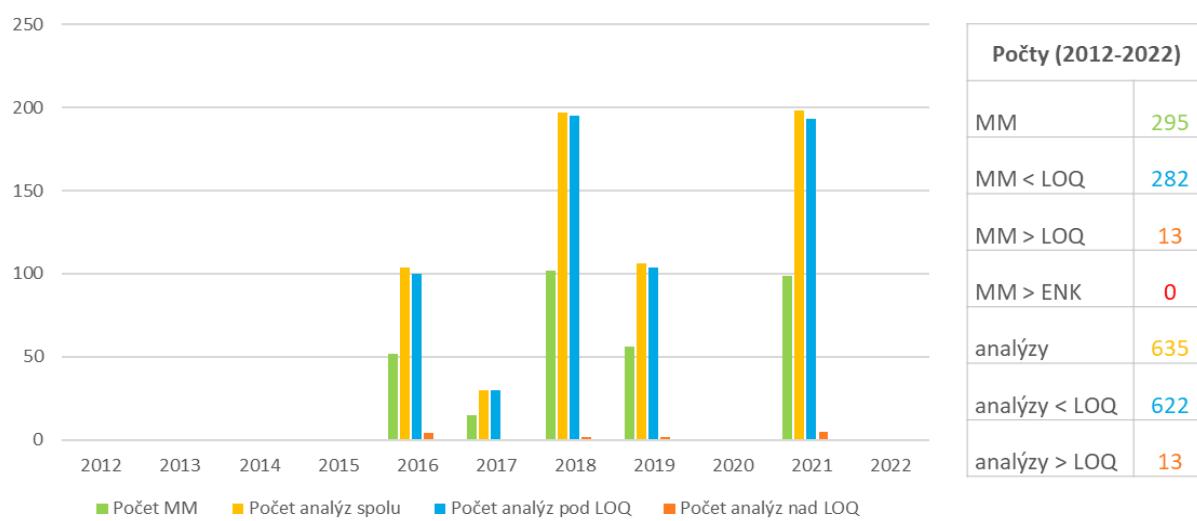
***Electronic Book***  
***Contemporary Challenges in Environmental Research***



**Obr. 3. Pendimethalin.**

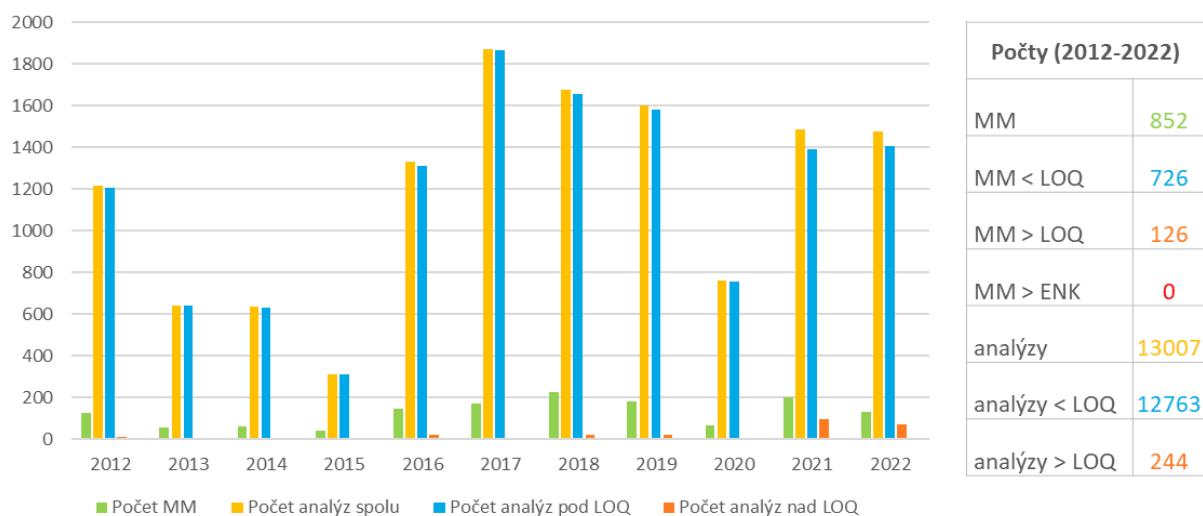


**Obr. 4. Metazachlor.**

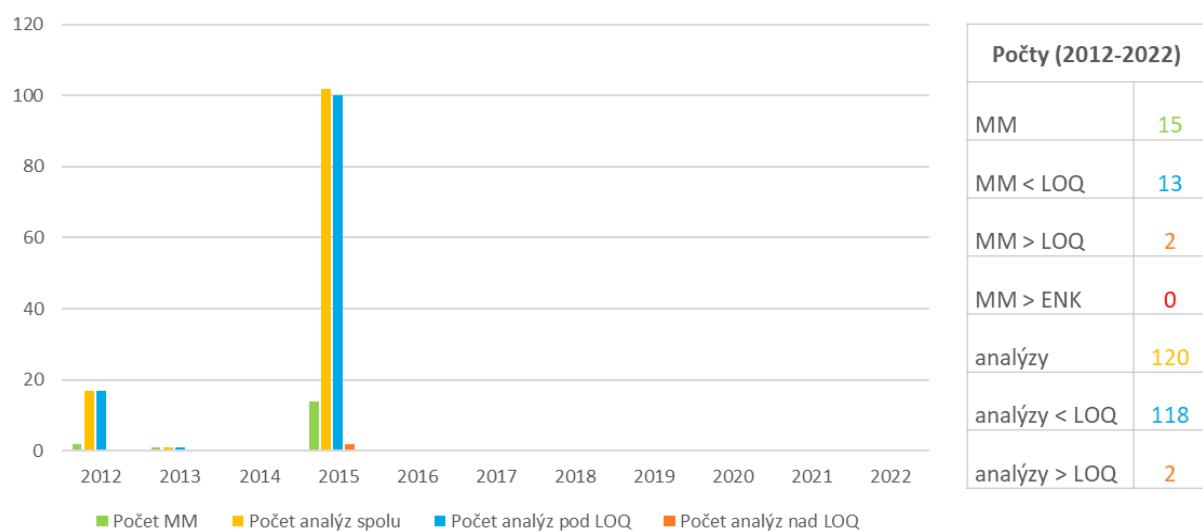


**Obr. 5. Dimethenamid-P.**

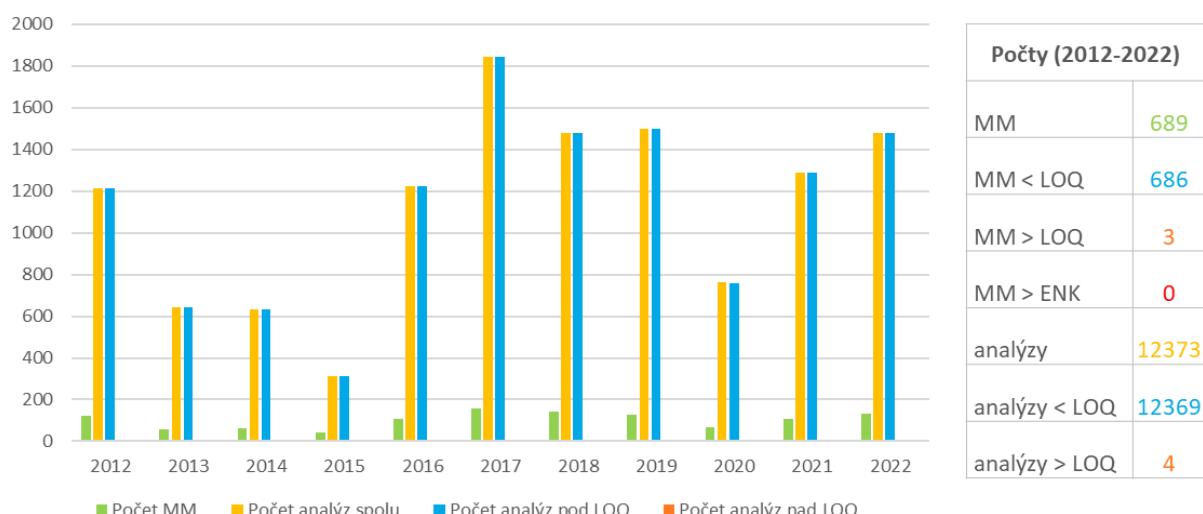
*Electronic Book*  
*Contemporary Challenges in Environmental Research*



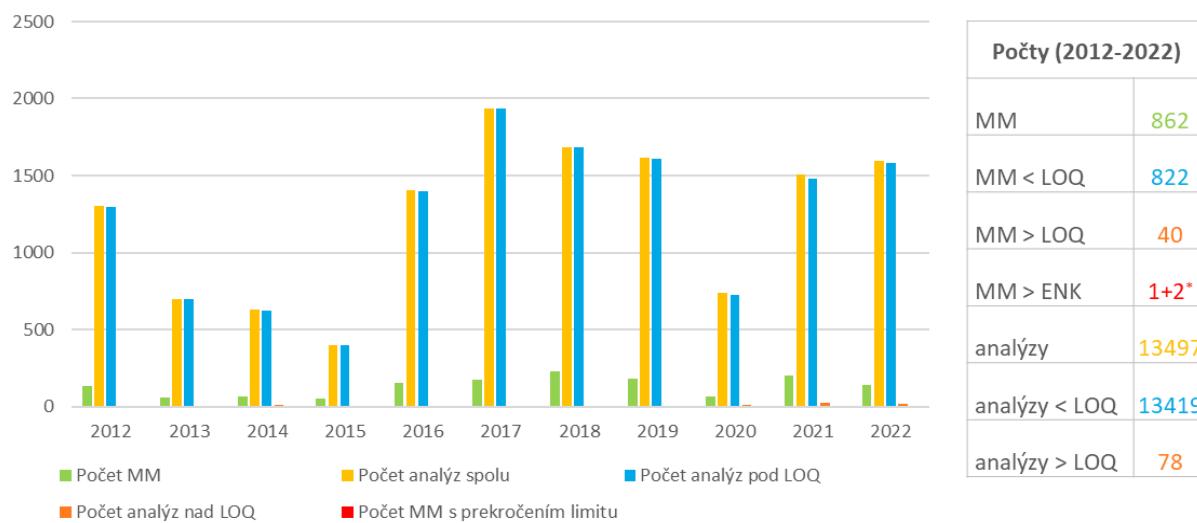
**Obr. 6. Terbutylazine.**



**Obr. 7. 2,4 D.**



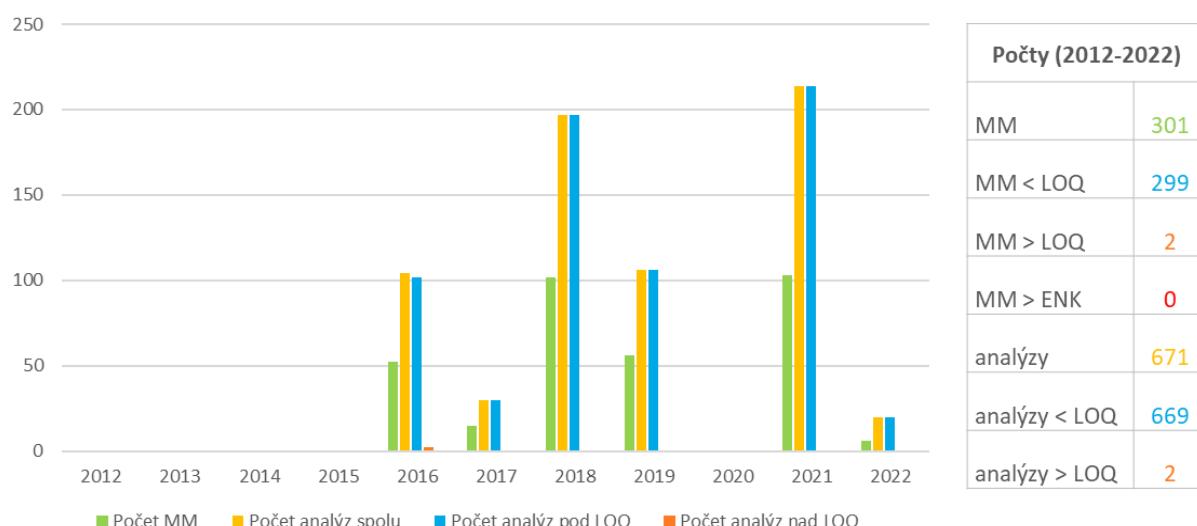
**Obr. 8. Ethofumesate.**



**Obr. 9. Chlorpyrifos.**

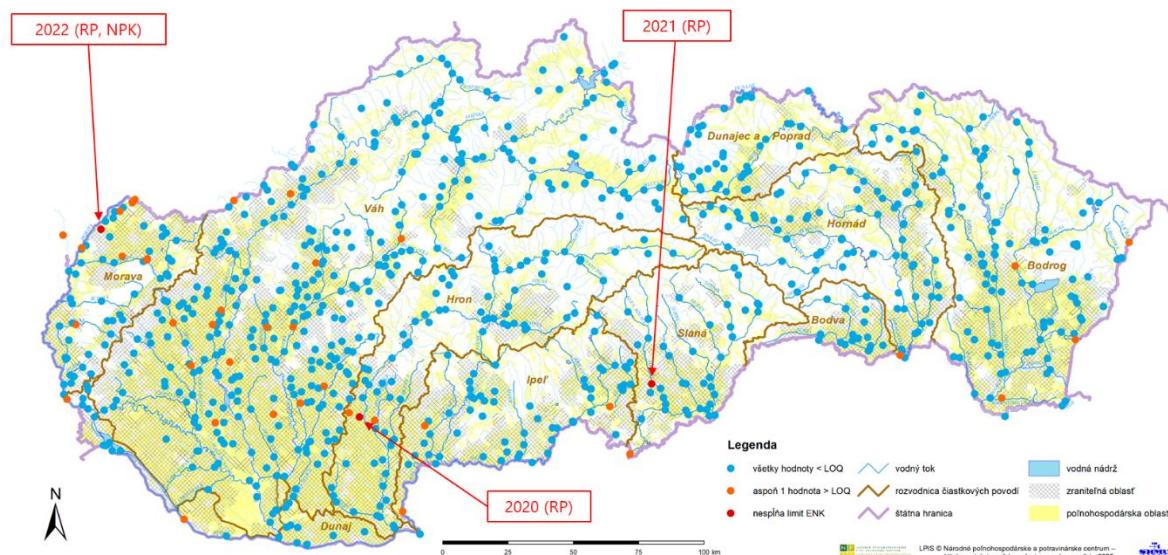


**Obr. 10. Cypermethrin.**



**Obr. 11. Prochloraz.**

V sledovanom období bolo desať najpoužívanejších pesticídov monitorovaných s rôznou frekvenciou a na rôznom počte monitorovaných miest. Prekročenie ENK bolo za zaznamenané len pri účinnej látke **chlorpyrifos** (v rokoch 2020, 2021 a 2022; obrázok 12). Environmentálne normy kvality (ENK) pre chlorpyrifos: pre ročný priemer - ENK (RP) 0,03 µg/l, pre najvyššiu prípustnú koncentráciu - ENK (NPK) 0,1 µg/l.



**Obr. 12. Monitoring látky chlorpyrifos v SR (2012-2022) s vyznačením prekročenia LOQ/ENK.**

V roku 2020 bolo zistené prekročenie ENK pre ročný priemer v Ďurskom potoku, riečny km 1,9 (povodie Hrona). V roku 2021 bola potenciálne prekročená ENK pre ročný priemer v Čiernolúckom potoku, riečny km 0,4 (povodie Slanej). V roku 2022 bolo zistené potenciálne prekročenie obidvoch ENK v Unínskom potoku, riečny km 2,7 (povodie Moravy). V oboch posledných prípadoch je prekročenie indikované ako „potenciálne“ z dôvodu analýzy príliš malého počtu vzoriek v danom roku (len 2x, resp. 3x, namiesto požadovaných 12 analýz za rok).

## ZÁVER

Pre najpoužívanejšie pesticídne účinné látky v poľnohospodárstve SR sledované v období 2012-2022 platí:

- monitorovanie v povrchovej vode nie je kontinuálne (počet miest sa mení, niektoré látky nie sú monitorované každoročne)
- doterajšie monitorovanie neprekázalo dlhodobú významnú kontamináciu povrchovej vody v SR pesticídmi
- jediná sledovaná látka, ktorá v danom období prekročila niektorú zo stanovených environmentálnych noriem kvality, bola látka chlorpyrifos (r. 2020 a potenciálne aj r. 2021 a r. 2022)

V najbližšom období bude potrebné upriamiť pozornosť aj na ďalšie používané pesticídy v poľnohospodárstve a doplniť ich do monitorovania povrchových vôd SR.

## **LITERATÚRA**

- Nariadenie vlády SR č. 167/2015 Z. z. o environmentálnych normách kvality v oblasti vodnej politiky.
- Nariadenie vlády SR č. 269/2010 Z. z., ktorým sa ustanovujú požiadavky na dosiahnutie dobrého stavu vôd (v znení č. 398/2012 Z. z. a 359/2022 Z. z.).
- Zákon č. 364/2004 Z. z. Zákon o vodách a o zmene zákona Slovenskej národnej rady č. 372/1990 Zb. o priestupkoch v znení neskorších predpisov (vodný zákon).
- Zoznam autorizovaných prípravkov na ochranu rastlín a prípravkov na ochranu rastlín, ÚKSÚP ([www.uksup.sk/orp-zoznamy-pripravkov-na-ochranu-rastlin](http://www.uksup.sk/orp-zoznamy-pripravkov-na-ochranu-rastlin)).

# NUMERICAL SOLUTION OF UNSTEADY FLOW EQUATIONS USING GODUNOV-TYPE METHODS IN IRREGULAR CROSS-SECTION RIVERS

**Maryam Barati Moghaddam, Marek Sokáč**

Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences

*Corresponding author: Marek Sokáč, Institute of Hydrology SAS, Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava,  
sokac@uh.savba.sk*

## ABSTRACT

The shallow-water equations have a wide range of applications in hydraulic engineering, including the simulation of tidal flows in estuaries and coastal regions, wave propagation, stationary hydraulic jumps, river dynamics, dam breaks, and open channel flows. To model real-world problems accurately, it is necessary to incorporate source terms associated with bed topography and bed shear stress into these equations. In this paper, we present a numerical solution for the shallow-water equations with source terms in irregular cross-section rivers. We utilized a Godunov-type finite volume method and the Riemann solver Roe. To achieve second-order accuracy in both space and time, we employed the MUSCL algorithm. Additionally, to ensure method stability in the presence of extreme and abrupt gradients, we incorporated slope limiters and the TVD method. The results demonstrate the high accuracy and numerical stability of the developed model, making it a suitable option for simulating flow dynamics in natural water bodies.

**Keywords:** Shallow-Water Equations, Godunov Method, Riemann Solver, MUSCL scheme, Dam Break

## INTRODUCTION

The study of the dynamics of free-surface flows holds direct relevance in environmental research (Dullo et al., 2020). It serves as the foundation for modeling the behavior of water in various natural settings, including rivers, basins, coasts, and lakes. These models are also instrumental in predicting and understanding the evolution of devastating natural disasters such as floods, debris flows, and tsunamis, which have become increasingly frequent due to climate change (Ripple et al., 2019). Furthermore, open-channel modeling plays a pivotal role in the design and operation of hydraulic structures (Vallés et al., 2023). As a result, it is necessary to develop effective numerical models for simulating free-surface flows under near real-world conditions. Many of these models are rooted in the Shallow Water equations, which assume that flow acceleration primarily occurs parallel to the bed, resulting in vertically averaged equations. The conservative form of the one-dimensional shallow water equations, which describes the unsteady flow in an open channel, is as follows:

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial t} = \mathbf{S}$$
$$\mathbf{U} = \begin{pmatrix} A \\ Q \end{pmatrix}, \mathbf{F} = \begin{pmatrix} Q \\ \frac{Q^2}{A} + gI_2 \end{pmatrix}, \mathbf{S} = \begin{pmatrix} 0 \\ gA(S_0 - S_f) + gI_2 \end{pmatrix} \quad (1)$$

Where  $A$ ,  $Q$ ,  $S_0$  and  $S_f$  are cross-sectional area, flow discharge, bed slope and friction slope, respectively.  $I_1$  and  $I_2$  terms are respectively related to hydrostatic pressure and pressure changes due to changes in flow width, which are calculated as following:

$$I_1 = \int_0^h (h - \eta) \sigma \, d\eta$$

$$I_2 = \int_0^h (h - \eta) \frac{\partial \sigma}{\partial x} \, d\eta$$

where  $h$  is flow depth and  $\sigma = \sigma(x, \eta)$  is channel width in the distance of  $\eta$  from the bottom. Eqs. 1 are a system of nonhomogeneous hyperbolic partial differential equations. The analytical solution to system of Eqs. 1 only exists in very simplified cases, and for complex or near real-world situations, numerical methods must be used. In particular, the presence of the source term ( $S$ ) in these equations makes finding a correct and accurate solution very challenging. There are two main reasons for this difficulty. First, the terms related to hydrostatic pressure and pressure changes ( $I_1$  and  $I_2$ ) have complex definitions, especially the  $I_2$  term involving the integral of a derivative, and calculating it for non-rectangular channels is very difficult and challenging. The most efficient method for calculating of  $I_2$  is to compute it based on simpler geometric expressions. The second reason is incompatibility of existing numerical methods for solving nonhomogeneous equations. Often, numerical methods are developed based on the homogeneous form of equations (without the source term), and as a result, these methods are not capable of directly solving nonhomogeneous equations that include the source term, such as shallow-water equations. So, in applying those methods to nonhomogeneous equations, special considerations must be made in discretizing the source term. To achieve this, calculations need to be carried out in two steps; the first step involves computing the homogeneous part of the equations using existing numerical methods for homogeneous equations, and the second step involves adding the impact of the source term. Another important point is that complete numerical balance between the flux and source terms must be achieved. It happens when the following two conditions are met. First, the calculation of the source term at each new time step should be based on data similar to the data used in flux calculations. Second the discretization of the source terms should be done in a way similar to the discretization of the flux terms.

In the last two decades, researchers have proposed different methods to solve shallow water equations, which can be categorized into four main methods: the pointwise method, the upwind method, the Quasi-steady wave-propagation algorithm, and balancing methods. The pointwise method is the simplest approach for discretizing the source term. In this method, the bed slope and the terms related to cross-sectional width variations are computed as averages at the two faces of  $i$ th cell:

$$S_{0,i} = \frac{1}{2} \left( S_{0,i+\frac{1}{2}} - S_{0,i-\frac{1}{2}} \right) \text{ with } S_{0,i+\frac{1}{2}} = \frac{z_{b,i} - z_{b,i+1}}{\Delta x} \quad (2)$$

$$I_{2,i} = \frac{1}{2} \left( I_{2,i+\frac{1}{2}} + I_{2,i-\frac{1}{2}} \right) \quad (3)$$

The  $I_{2,i+\frac{1}{2}}$  is calculated in a rectangular channel using the following equation:

$$I_{2,i+\frac{1}{2}} = \frac{1}{2} h_i^2 \frac{b_{i+1} - b_i}{\Delta x} \quad (4)$$

One of the drawbacks of this method is its inefficiency in solving equations that involve geometric source terms (bed elevation changes and cross-sectional width variations) in steady-state or near-steady-state conditions. The reason for this lies in the fact that the mentioned method is unable to establish complete balance between the gradient of flux ( $F$ ) and the source

term ( $\mathbf{S}$ ). The main idea behind the upwind method is to discretize the source terms in a way similar to the approach used for constructing the numerical flux function.

Bermudez and Vazquez (1994) were among the first researchers who applied the upwind method for discretizing the source term in shallow-water equations. They demonstrated that the upwind method, when used to discretize the source term in rectangular channels with bed width variations, produces better results compared to the pointwise method (Bermudez and Vazquez, 1994). Later, Garcia-Navarro and Vazquez-Cendon (2000) and Hubbard and Garcia-Navarro (2000) extended the upwind method for non-prismatic channels and higher-order accuracy methods (in rectangular channels), respectively. Burguete and Garcia-Navarro (2001, 2004) proposed a separation method for the  $I_2$  term and applied the upwind method to channels with arbitrary geometry and obtained good and accurate results. However, their proposed method is highly complex because source term must be calculated separately. Additionally, when using this method for higher-order accuracy, modifications to the provided formulation are required.

The Quasi-steady wave-propagation algorithm was introduced in 1998 by LeVeque as a finite volume method. He considered the source term in a general form  $\mathbf{S} = f(\mathbf{U}) \frac{\partial \varphi}{\partial x}$  where  $f$  is a known vector function of  $\mathbf{U}$  and  $\varphi$  is a parameter. For instance, in the case of one-dimensional shallow-water equations and scenarios where the source term consists only of the term related to bed elevation changes,  $f$  and  $\varphi$  are defined as:  $f = [0, gA]^T$ ,  $\varphi = z_b$ . In the Quasi-steady wave-propagation algorithm wave algorithm, the parameter in the source term is assumed to be piecewise constant with a discontinuity located at the centre of the cell. The algorithm of this method is very complicated and, at the same time, does not yield satisfactory results when facing transient flows with shocks in steady-state conditions (Lee and Wright. 2010; Guinot, 2012).

Balancing methods, which can be further divided into three categories: well-balancing, hydrostatic pressure reconstruction and Auxiliary Variable-based balancing (AV). In well-balancing methods, the Riemann problem is solved with a discontinuous flux function and source term. In this approach, the parameter in the source term is treated as a piecewise constant in the cell faces. Consequently, the main problem is transformed into a Riemann problem with a discontinuity in the flux term. The primary challenge in this method lies in solving the mentioned Riemann problem. Further details of this approach can be found in Greenberg et al. (1996). The hydrostatic pressure reconstruction method was introduced by Audusse and Bristeau (2005) for shallow-water equations. According to this method, the bed elevation in each cell is assumed to be constant, and therefore, discontinuities existing in the channel bed occur only at the interfaces between cells. In this approach, the flux function is continuous at cell faces, and the source term is applied at each face. The discretized form of equations in this method is as follows:

$$\mathbf{U}_i^{n+1} = \mathbf{U}_i^n - \frac{\Delta t}{\Delta x} \left( \mathbf{F}_{i+\frac{1}{2}} - \mathbf{F}_{i-\frac{1}{2}} \right) + \Delta t \left( \mathbf{S}_{i+\frac{1}{2}}^L + \mathbf{S}_{i-\frac{1}{2}}^R \right) \quad (5)$$

$\mathbf{S}_{i-\frac{1}{2}}^R$  and  $\mathbf{S}_{i+\frac{1}{2}}^L$  are the source term arising from bed elevation changes at the right and left faces of cell  $i$ , respectively. In fact, hydrostatic pressure reconstruction methods address the imbalance issue between the flux terms and geometric source terms by using uniform geometric parameter values on both the right and left sides of a cell wall (maximum water surface elevation value on both sides of a cell face). The balancing method based on auxiliary variables involves the redefinition of flow variables used in estimating the flux term. These auxiliary variables are defined in a way that ensures complete balance between the source term and the

flux term under steady flow conditions. For example, Nujic (1995) proposed eliminating the  $0.5 gh^2$  term in the flux function and combining it with the source term.

Finite volume schemes, especially Godunov-type schemes, which are built upon approximate Riemann solvers, have been widely used in solving shallow water equations due to their conservative properties. These methods, originally developed in the field of aerodynamics, have proven to be effective in handling transcritical and highly unsteady flow (Roe, 1997; Harten et al. 1983). In this paper, system of Eqs. 1, are solved using a Godunov-type finite volume method and the Riemann solver Roe. To achieve second-order accuracy in both space and time, the MUSCL algorithm is employed. Additionally, to ensure method stability in the presence of extreme and abrupt gradients, slope limiters and the TVD method are incorporate. We also presented a novel method which makes it possible to calculate the  $I_2$  term in open channels with irregular (non-rectangular) cross-sections.

## METHODS

The first step is the integration and discretization of the system of Eqs. 1 in a control volume ( $\Omega$ ) as follows:

$$\frac{\partial}{\partial t} \oint_{\Omega} \mathbf{U} d\Omega + \oint_{\Omega} \frac{\partial \mathbf{F}(\mathbf{U})}{\partial x} d\Omega = \oint_{\Omega} \mathbf{S}(\mathbf{U}) \quad (6)$$

$$\int_{t^n}^{t^{n+1}} \int_{x_{i-\frac{1}{2}}}^{x_{i+\frac{1}{2}}} \mathbf{U}_t(x, t) dx dt = - \int_{t^n}^{t^{n+1}} \int_{x_{i-\frac{1}{2}}}^{x_{i+\frac{1}{2}}} \mathbf{F}_x(\mathbf{U}(x, t)) dx dt + \int_{t^n}^{t^{n+1}} \int_{x_{i-\frac{1}{2}}}^{x_{i+\frac{1}{2}}} \mathbf{S}(\mathbf{U}) dx dt \quad (7)$$

$$\Rightarrow \mathbf{U}_i^{n+1} = \mathbf{U}_i^n - \frac{\Delta t}{\Delta x} \left( \mathbf{F}_{i+\frac{1}{2}}^n - \mathbf{F}_{i-\frac{1}{2}}^n \right) + \Delta t \mathbf{S}_i^n \quad (8)$$

In the next step, using the values of conservative variables in the centre of a cell and its adjacent cells, the variables are extrapolated to the cell surfaces. For this purpose, the MUSCL method has been employed. According to this method, the extrapolated values on the left and right interfaces of cell  $i$  are determined using equations (9) and (10):

$$U_{i+\frac{1}{2}}^L = U_i^n + \frac{1}{2} (U_i^n - U_{i-1}^n) \phi \left( \frac{U_{i+1}^n - U_i^n}{U_i^n - U_{i-1}^n} \right) \quad (9)$$

$$U_{i-\frac{1}{2}}^R = U_i^n - \frac{1}{2} (U_{i+1}^n - U_i^n) \phi \left( \frac{U_i^n - U_{i-1}^n}{U_{i+1}^n - U_i^n} \right) \quad (10)$$

Furthermore, in order to implement the TVD constraint, the Van Leer slope limiter function has been used, which is defined by the following equation:

$$\text{VanLeer } \phi(r) = \frac{2r}{1+r} \quad (11)$$

In the subsequent stage, in order to facilitate the simulation of flow in complex topographies, the surface gradient method (SGM) has been employed. Zhou et. al. (2001) demonstrated that, in simulating flow in intricate topographies, using the water surface elevation instead of water depth yields more accurate results within the finite volume method. According to this approach, the extrapolated water depth on control surfaces is calculated by subtracting the bed elevation from the extrapolated water surface elevation (equations 12 to 15):

$$(z_w)_{i+\frac{1}{2}}^L = (z_w)_i^n + \frac{1}{2} ((z_w)_i^n - (z_w)_{i-1}^n) \phi \left( \frac{(z_w)_{i+1}^n - (z_w)_i^n}{(z_w)_i^n - (z_w)_{i-1}^n} \right) \quad (12)$$

$$h_{i+\frac{1}{2}}^{L,SGM} = (z_w)_{i+\frac{1}{2}}^L - (z_b)_{i+\frac{1}{2}} \quad (13)$$

$$(z_w)_{i-\frac{1}{2}}^R = (z_w)_i^n - \frac{1}{2}((z_w)_{i+1}^n - (z_w)_i^n)\phi\left(\frac{(z_w)_i^n - (z_w)_{i-1}^n}{(z_w)_{i+1}^n - (z_w)_i^n}\right) \quad (14)$$

$$h_{i-\frac{1}{3}}^{R,SGM} = (z_w)_{i-\frac{1}{2}}^R - (z_b)_{i-\frac{1}{2}} \quad (15)$$

In the next step, in order to achieve second-order accuracy in time, the computed values on cell surfaces from the previous stage are forward-differenced by a half-time step  $\frac{\Delta t}{2}$  (Toro, 2013):

$$\bar{U}_{i+\frac{1}{2}}^L = U_{i+\frac{1}{2}}^L - \frac{\Delta t}{2\Delta x} \left[ \mathbf{F}\left(\mathbf{U}_{i+\frac{1}{2}}^L\right) - \mathbf{F}\left(\mathbf{U}_{i-\frac{1}{2}}^R\right) \right] + \frac{\Delta t}{2} S_i \quad (16)$$

$$\bar{U}_{i-\frac{1}{2}}^R = U_{i-\frac{1}{2}}^R - \frac{\Delta t}{2\Delta x} \left[ \mathbf{F}\left(\mathbf{U}_{i+\frac{1}{2}}^L\right) - \mathbf{F}\left(\mathbf{U}_{i-\frac{1}{2}}^R\right) \right] + \frac{\Delta t}{2} S_i \quad (17)$$

It is worth noting that in the above equations, the flux vectors are computed by substituting the values of the variables obtained on control volume faces from the previous stage into the flux function, and there is no need to solve the Riemann problem. In the discretization of the source term, to avoid complex computations, the expression should be written based on simpler definitions using other geometric expressions. Utilizing the Leibniz theorem, we have:

$$I_2 = \frac{\partial I_1}{\partial x} - A \frac{\partial h}{\partial x} \quad (18)$$

By substituting  $I_2$  from the above relation into the source term and applying the pointwise method, the discretized form of the source expression is obtained as follows:

$$\mathbf{S}(\mathbf{U}) = \left[ g \left( \frac{(I_1)_{i+\frac{1}{2}}^L - (I_1)_{i-\frac{1}{2}}^R}{\Delta x} - \left( \left( \frac{A_{i+\frac{1}{2}}^L + A_{i-\frac{1}{2}}^R}{2} \right) \left( \frac{h_{i+\frac{1}{2}}^L - h_{i-\frac{1}{2}}^R}{\Delta x} \right) \right) + g \left( \frac{A_{i+\frac{1}{2}}^L + A_{i-\frac{1}{2}}^R}{2} \right) \left( \frac{(z_b)_{i-\frac{1}{2}}^R - (z_b)_{i+\frac{1}{2}}^L}{\Delta x} - \right. \right. \right. \right. \\ \left. \left. \left. \left. \left( S_f \right)_{i+\frac{1}{2}}^L - \left( S_f \right)_{i-\frac{1}{2}}^R \right) \right) \right] \quad (19)$$

The next step is to calculate the flux  $\mathbf{F}$  using the Riemann solver. In this step, the values obtained for the variables in the previous stage are used as initial conditions for the Riemann problem, and the fluxes are calculated using the Roe solver.

$$\mathbf{F}_{i\pm\frac{1}{2}} = \frac{1}{2} [\mathbf{F}_L + \mathbf{F}_R] - \frac{1}{2} \sum_{k=1}^2 (|\tilde{\lambda}_k| \tilde{\alpha}_k \tilde{e}_k)_{i\pm\frac{1}{2}} \quad (20)$$

$$\mathbf{F}_{i+\frac{1}{2}} = \frac{1}{2} \left[ \mathbf{F}\left(\bar{U}_{i+\frac{1}{2}}^L\right) + \mathbf{F}\left(\bar{U}_{i+\frac{1}{2}}^R\right) \right] - \frac{1}{2} \sum_{k=1}^2 (|\tilde{\lambda}_k| \tilde{\alpha}_k \tilde{e}_k)_{i+\frac{1}{2}} \quad (21)$$

$$\mathbf{F}_{i-\frac{1}{2}} = \frac{1}{2} \left[ \mathbf{F}\left(\bar{U}_{i-\frac{1}{2}}^L\right) + \mathbf{F}\left(\bar{U}_{i-\frac{1}{2}}^R\right) \right] - \frac{1}{2} \sum_{k=1}^2 (|\tilde{\lambda}_k| \tilde{\alpha}_k \tilde{e}_k)_{i-\frac{1}{2}} \quad (22)$$

Where  $\tilde{\lambda}_k$  and  $\tilde{e}_k$  are averaged eigenvalues and eigenvectors of the Jacobian matrix of the linearized equation, which are calculated using the following equations:

$$\tilde{\lambda}_{k=1,2} = \tilde{u} \pm \tilde{c} \quad (23)$$

$$\tilde{e}_{k=1,2} = \begin{bmatrix} 1 \\ \tilde{u} \pm \tilde{c} \end{bmatrix} \quad (24)$$

$$\tilde{u} = \frac{Q_R\sqrt{A_L} + Q_L\sqrt{A_R}}{\sqrt{A_R A_L}(\sqrt{A_R} + \sqrt{A_L})} \quad (25)$$

$$\tilde{c} = \sqrt{\frac{g}{2} \left( \left( \frac{A}{T} \right)_R + \left( \frac{A}{T} \right)_L \right)} \quad (26)$$

$\tilde{\alpha}_k$  is the power of the  $k$ th wave and is obtained from the following equations:

$$\tilde{\alpha}_1 = \frac{(\tilde{c} - \tilde{u})\Delta A + \Delta Q}{2\tilde{c}} \quad (27)$$

$$\tilde{\alpha}_2 = \frac{(\tilde{c} + \tilde{u})\Delta A - \Delta Q}{2\tilde{c}} \quad (28)$$

The Riemann solver Roe under specific conditions may lead to non-physical results with severe oscillations near the flow discontinuities. To address this issue, the 'entropy fix' concept proposed by Harten and Hyman (1983) is utilized in the following manner:

$$|\tilde{\lambda}| = \begin{cases} |\tilde{\lambda}| & \text{if } |\tilde{\lambda}| \geq \varepsilon \\ \varepsilon & \text{if } |\tilde{\lambda}| < \varepsilon \end{cases} \quad (29)$$

For the right face of cell  $i$ , the following equation is used to determine  $\varepsilon$ . A similar equation is employed for the left face of the cell as well:

$$\varepsilon = \max \left( 0, \tilde{\lambda}_{i+\frac{1}{2}} - \lambda_i, \lambda_{i+1} - \tilde{\lambda}_{i+\frac{1}{2}} \right) \quad (30)$$

Considering the explicit nature of the numerical scheme in use, it is essential to ensure the satisfaction of the Courant-Friedrichs-Lowy (CFL) stability condition. Accordingly, the time step should be chosen in such a way that the Courant number always remains less than or equal to 1, or in other words, the following relationship should hold:

$$dt \leq \frac{Cr \times dx}{\max(|\tilde{\lambda}_{1,2}|)} \quad (31)$$

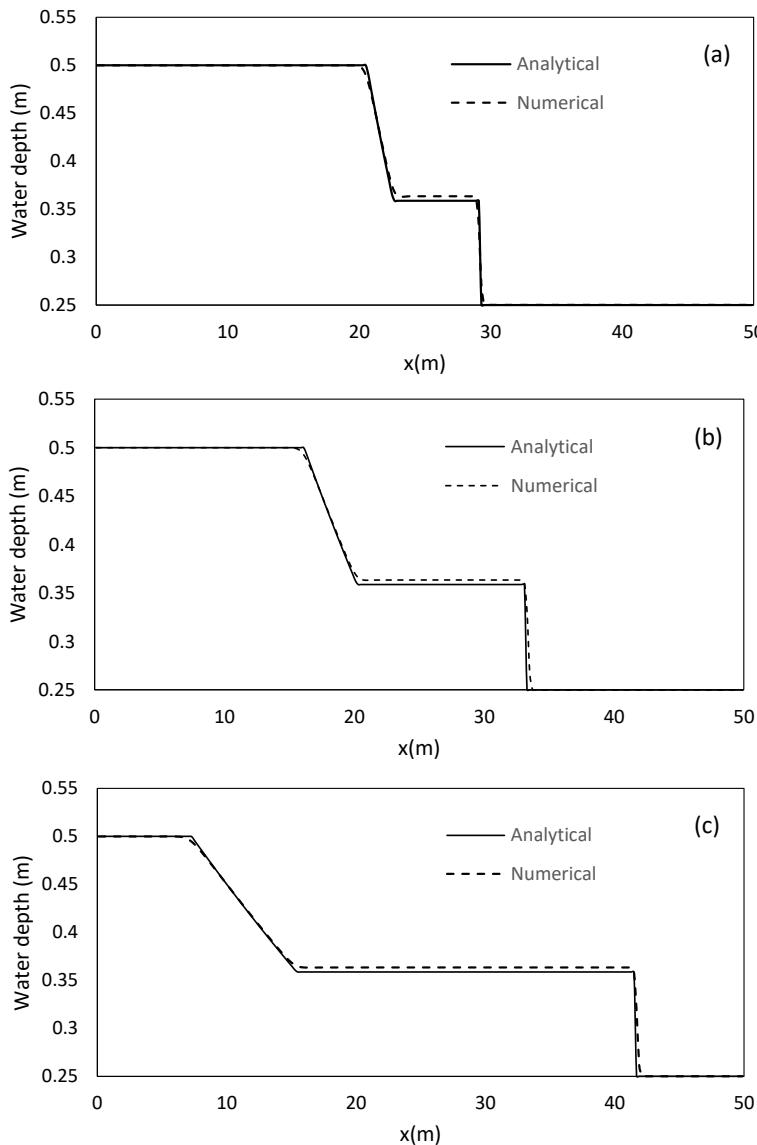
## RESULTS AND DISCUSSION

In this section, the results obtained from simulating unsteady flow using the proposed numerical method in compare with analytical solution and the HEC-RAS model (Test Case 3) are presented.

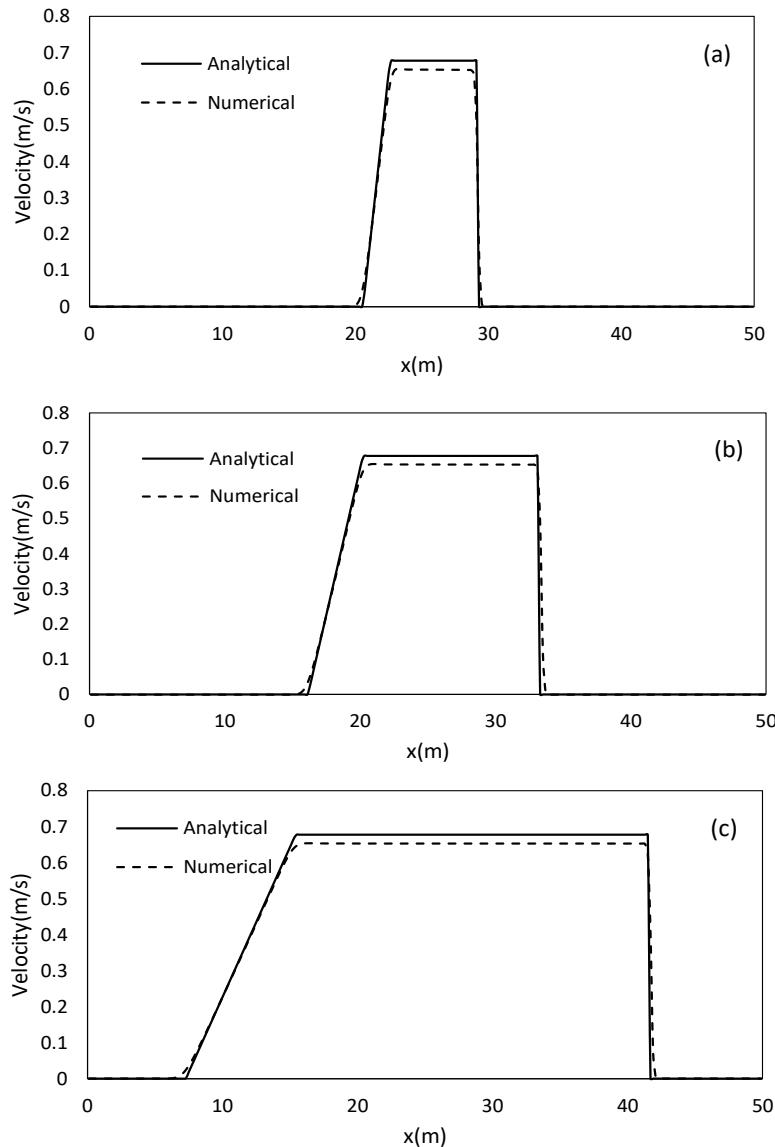
### **Test Case 1: Dam Break on a Wet Bed**

To simulate the wave propagation resulting from the sudden dam break in a scenario where the downstream bed is initially wet, a channel with a length of 50 meters and rectangular cross-sections with a width of 1 meter was considered. The dam is located in the middle of the

channel, and the initial conditions were set as an upstream depth of 0.5 meters and a downstream depth of 0.5 meters. The simulation duration, time step, and spatial step were set to 8 seconds, 0.05 seconds, and 0.2 meters, respectively. Figures 1 and 2 respectively show the spatial depth profile and flow velocity at various time steps from the simulation compared to the analytical solution. As evident from the figures 1 and 2, there is very good agreement between the results obtained from the simulation and the analytical solution for the problem.



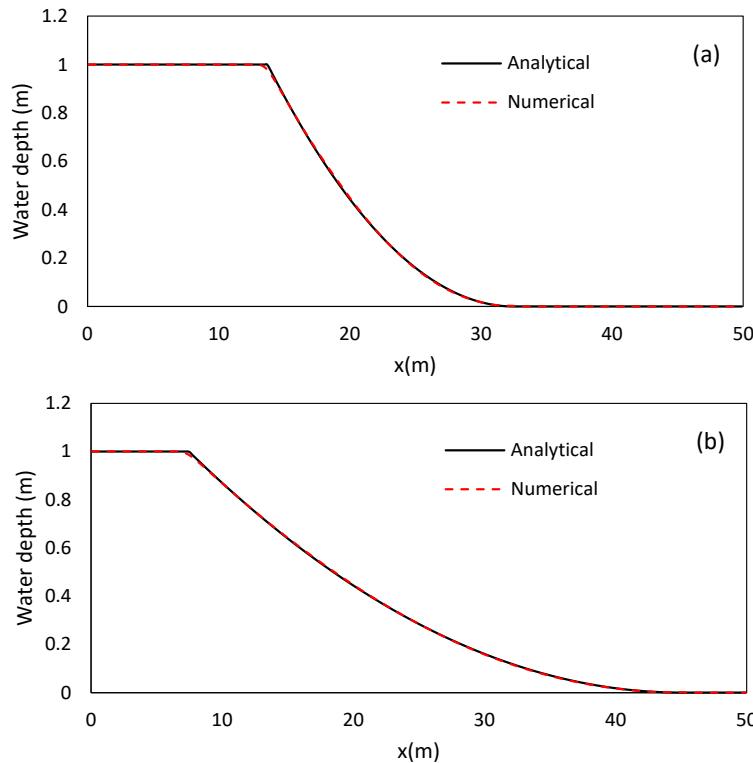
**Fig. 1. Comparison of the water depth simulation results in the dam break problem with the analytical solution (in the case where the downstream bed is wet) at (a) 2 seconds, (b) 4 seconds, and (c) 8 seconds after the simulation starts.**



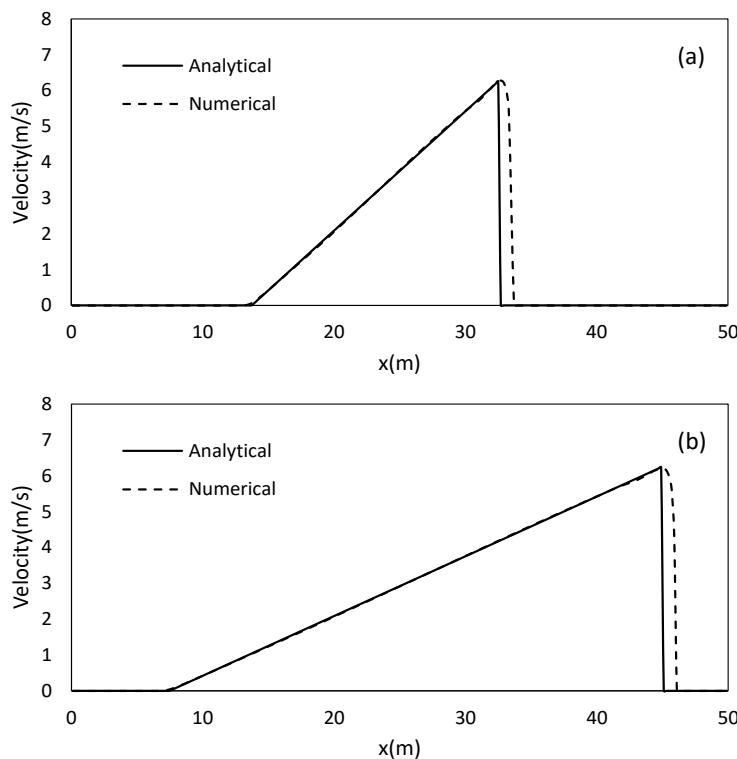
**Fig. 2. Comparison of the flow velocity simulation results in the dam break problem with the analytical solution (in the case where the downstream bed is wet) at (a) 2 seconds, (b) 4 seconds, and (c) 8 seconds after the simulation starts.**

#### **Test Case 2: Dam Break on a Dry bed**

To analyze the flow resulting from the sudden dam break in a scenario where the downstream bed is dry at the beginning of the calculations, a channel with a length of 50 meters and rectangular cross-sections with a width of 1 meter was considered. The dam is located at a distance of 20 meters from the beginning of the channel, and the initial conditions were set as an upstream depth of 1 meter. Given that the downstream bed of the dam is dry at the start of the calculations, the minimum allowable depth in the computational cells in this area was assumed to be 0.000002 meters, and corresponding velocities were set to zero. The simulation duration, time step, and spatial step were set to 4 seconds, 0.02 seconds, and 0.2 meters, respectively. Figures 3 and 4 respectively show the spatial profile of depth and flow velocity at various time steps from the beginning of the simulation compared to the analytical solution. As evident from the figures, the results obtained from the numerical method are very close to the analytical solutions.



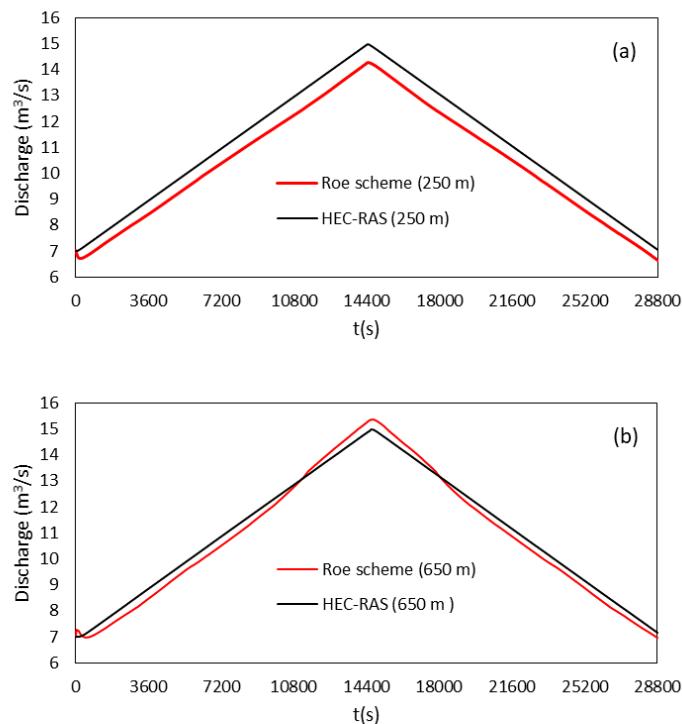
**Fig. 3. Comparison of the water depth simulation results in the dam break problem with the analytical solution (in the case where the downstream bed is dry) at (a) 2 seconds and (b) 4 seconds after the simulation starts.**



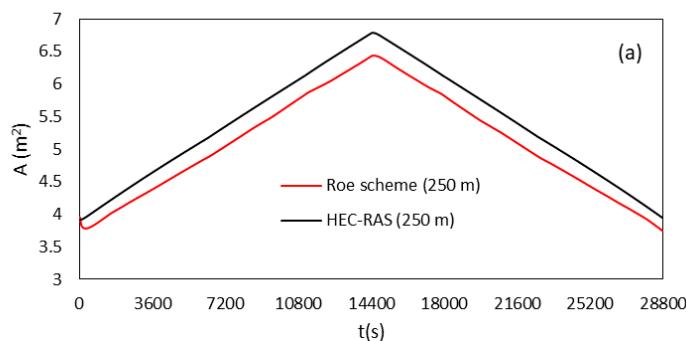
**Fig. 4. Comparison of the flow velocity simulation results in the dam break problem with the analytical solution (in the case where the downstream bed is dry) at (a) 2 seconds and (b) 4 seconds after the simulation starts.**

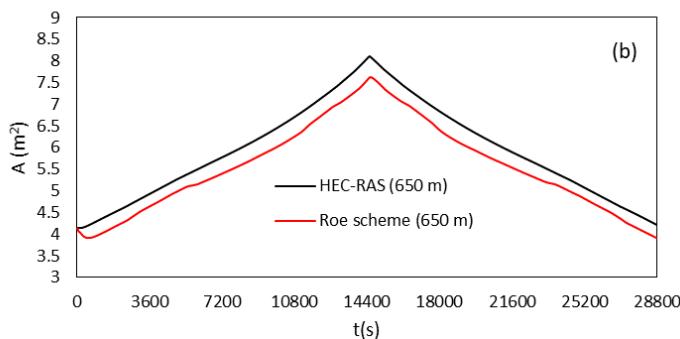
**Test Case 3: Hypothetical Example (Unsteady Flow in a River with an Irregular Cross-Section)**

To examine the efficiency of the proposed method in simulation of unsteady flow in a river with irregular cross-sections, a hypothetical river with a length of 1Km and irregular cross-sections has been considered. Cross-sections have been considered every 200 meters, with a total of 6 cross-sections. The Manning's roughness coefficient for all cross-sections is assumed to be 0.025, the bed slope is 0.002, the spatial step is 100 meters, and the time step is 5 seconds. upstream boundary conditions have been considered as flow discharge changes with time at the upstream end ( $x=0$  m), and downstream boundary conditions as water surface elevations changes with time at the downstream end ( $x=1000$  m). The total simulation time is 8 hours. In order to establish initial conditions, the model was executed for a 48-hour period with constant discharge and water depth equal to the river's discharge and water depth at time  $t=0$  (a cold start), and its results were used as initial conditions for the 8-hour simulation period. Figures 5 and 6 depict the results of the developed model in comparison with the HEC-RAS model results at 250 and 650 meters from upstream.



**Fig. 5. Comparison of the developed model results for discharge-time with the results of HEC-RAS at (a) 250 meters and (b) 650 meters from upstream.**





**Fig. 6. Comparison of the developed model results for cross-sectional area changes over time with the results of HEC-RAS at (a) 250 meters and (b) 650 meters from upstream.**

## CONCLUSIONS

An effective and accurate method for solving open channel flow over irregular geometry was presented. We employed the Godunov-type finite volume method and the Riemann solver Roe. The proposed method has second-order accuracy in both space and time. Additionally, to ensure method stability in the presence of extreme and abrupt gradients, slope limiters and the TVD method were incorporated. A novel method was also presented, which makes it possible to calculate the pressure changes due to variations in flow width in open channels with irregular (non-rectangular) cross-sections. The results of applying the model to three test cases demonstrate the high accuracy and numerical stability of the developed model, making it a suitable option for simulating flow dynamics in natural water bodies.

## Acknowledgement

This study was supported by the grant project VEGA No. 2/0085/20 with the title “Prediction of a point pollution source position in a watercourse network – a hydrodynamic approach”

## REFERENCES

- Bermudez, A. and Vazquez, M. E. (1994): Upwind methods for hyperbolic conservation laws with source terms. *Computers & Fluids*, 23, 1994, 1049–1071.
- Dullo, T.T., Gangrade, S., Morales-Hernández, M., Sharif, M.B., Kalyanapu, A.J., Kao, S.C., Ghafoor, S. and Ashfaq, M. (2020): Assessing Climate Change-Induced Flood Risk in the Conasauga River Watershed: An Application of Ensemble Hydrodynamic Inundation Modeling. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 2020, 1–54.
- Guinot, V. (2012): Wave propagation in fluids: models and numerical techniques, John Wiley & Sons.
- Harten, A. and Hyman, J.M. (1983): Self adjusting grid methods for one-dimensional hyperbolic conservation laws. *Journal of computational Physics*, 50, 1983, 235–269.
- Harten, A., Lax, P.D. and Leer, B.V. (1983): On upstream differencing and Godunov-type schemes for hyperbolic conservation laws. *SIAM review*, 25, 1983, 35–61.
- Lee, S. H. & Wright, N. G. (2010): Simple and efficient solution of the shallow water equations with source terms. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 63, 2010, 313–340.
- LeVeque R. (1998): Balancing source terms and flux gradients in high-resolution Godunov methods: the quasi-steady wave-propagation algorithm. *Journal of Computational Physics*, 146, 1998, 346–365.
- Nujić, M. (1995): Efficient implementation of non-oscillatory schemes for the computation of free-surface flows. *Journal of Hydraulic Research*, 33, 1995, 101–111.
- Ripple, W.J., Wolf, C., Newsome, T.M., Barnard, P., Moomaw, W.R. and Grandcolas, P. (2019): World scientists' warning of a climate emergency. *BioScience*.

*Electronic Book*  
*Contemporary Challenges in Environmental Research*

- Roe, P.L. (1997): Approximate Riemann solvers, parameter vectors, and difference schemes. *Journal of computational Physics*, 135, 1997, 250–258.
- Toro, E.F. (2013): *Riemann solvers and numerical methods for fluid dynamics: a practical introduction*. Springer Science & Business Media.
- Vallés, P., Echeverribar, I., Mairal, J., Martínez-Aranda, S., Fernández-Pato, J. and García-Navarro, P. (2023): 2D Numerical Simulation of Floods in Ebro River and Analysis of Boundary Conditions to Model the Mequinenza Reservoir Dam. *GeoHazards*, 4, 2023, 136–156.
- Zhou, J. G., Causon, D. M., Mingham, C. G. & Ingram, D. M. (2001): The surface gradient method for the treatment of source terms in the shallow-water equations. *Journal of Computational physics*, 168, 2001, 1–25.

# POROVNANIE TEPLÓT VODY V RÔZNYCH NADMORSKÝCH VÝŠKACH V HORSKOM POTOKU

**Martin Jančo, Patrik Slezák, Michal Danko, Ladislav Holko**

Ústav hydrológie Slovenskej akadémie vied, v. v. i., Výskumná základňa pre horskú hydrológiu,

*Korešpondenčný autor: Martin Jančo, Ústav hydrológie Slovenskej akadémie vied, v. v. i., Výskumná základňa pre horskú hydrológiu, Ondrašovská 16, 03105 Liptovský Mikuláš, janco@uh.savba.sk*

## **ABSTRAKT**

Teplota vody je jedným z najzákladnejších ukazovateľov pri hodnotení stavu povrchových vôd. Príspevok sa zaoberá porovnaním a vyhodnotením teploty vody v Jaloveckom potoku v rôznych nadmorských výškach a teploty vzduchu. Teplota vody bola meraná na šiestich lokalitách od nadmorskej výšky 560 m po 1 100 m n. m. Teplota vzduchu bola meraná na troch lokalitách v nadmorskej výške 560 m, 750 m a 1 400 m n. m. Teplota vody na Jaloveckom potoku bola vyhodnocovaná z hodinových meraní počas hydrologického roku 2022 (1.11.2021 – 31.10.2022). Z nameraných teplôt vody boli pre každú lokalitu vypočítané hodinové, denné a priemerné mesačné hodnoty teploty vody. Tieto merania boli použité aj pri vyhodnocovaní závislosti teploty vody na nadmorskej výške a teplote vzduchu. Najnižšiu priemernú teplotu vody (hodinovú aj mesačnú) sme zaznamenali na lokalite s najvyššou nadmorskou výškou (Hlboká dolina), pričom najvyššia priemerná teplota vody (hodinová aj mesačná) bola zaznamenaná na lokalite s najnižšou nadmorskou výškou (Ondrašová).

**Keywords:** teplota vzduchu, teplota vody, hydrologický rok, Jalovecký potok

## **ÚVOD**

Teplota vody je dôležitou fyzikálnou charakteristikou vody. Má významný vplyv na riečnu faunu a flóru a podmieňuje kvalitu vodného ekosystému. Počas extrémnych a dlhotrvajúcich horúčav a sucha dochádza k nebezpečnému nárastu teploty vody. Dlhodobejšie prehrievanie vody v tokoch v kombinácii s nízkymi prietokmi môže spôsobiť nežiaduce procesy, ktoré vedú k úhynu fauny a flóry. Teplota vody je rovnako ako ostatné fyzikálno-chemické ukazovatele kvality vody zahrnutá do hodnotenia ekologického stavu povrchových vôd v súlade s požiadavkami rámcovej smernice o vode – RSV EÚ (WFD, 2000). Táto smernica stanovuje členským štátom EÚ povinnosť posudzovať vývoj kvality vody v tokoch v závislosti od typu vodného útvaru (horské, lesné, polnohospodárske povodia a pod.).

Hydrologický výskum v malých povodiach zohráva dôležitú úlohu pri zlepšovaní chápania hydrologických procesov. Malé experimentálne povodia slúžia výskumnému účelu práve preto, že ide väčšinou o horné časti povodia a vyskytujú sa v nich len malé krajinné zmeny. Navyše je v nich jednoduchšie vytvoriť hustú sieť pozorovaní a získať tak kvalitné dátá (Schumann, Herrmann, 2010). Vzhľadom na to, že merania teploty vody si nevyžadujú náročnú meraciu techniku, je teplota vody ako základný ukazovateľ kvality vody dlhodobo sledovaná na vybraných tokoch na Slovensku, ako aj vo svete. Prvé kontinuálne merania teploty vody na slovenských tokoch sú datované od roku 1924 do roku 1926 (Dunaj: Bratislava – 1926, Hron: Banská Bystrica – 1925, Starohorský potok: Motyčky – 1924, Nitra: Nitrianska Streda – 1925, Váh: Sered' – 1930). Dmitrijeva, Pacl (1952) prvýkrát spracovali základné charakteristiky teploty vody na rieke Dunaj na stanici Bratislava. Spracovaním údajov o teplote vody do roku 1960 sa vo svojich prácach zaoberali aj Horváthová, Vanetianerová (1963), Horváthová (1964) a Horváthová, Dávid (1969). Teplotu vody československých tokov do roku 1960 komplexne zhodnotil vo svojej práci taktiež Čermák (1965). V posledných rokoch autori Lešková, Škoda (2003) analyzovali vývoj teplotného režimu vody na slovenských tokoch. Hodnotili denné teploty vody z vybraných vodomerných staníc a mesačné teploty z vybraných klimatologických

staníc. Ich výsledky ukázali, že najvyššie teploty vody na slovenských tokoch sa vyskytujú v auguste/júli, najnižšie v januári. Vplyv hydrologického režimu tokov na teplotu vody je zrejmý z prác Pekárová, Halmová (2007) a Pekárová et al. (2007), kde bolo hodnotené termálne prúdenie v profile rieky Dunaj v Bratislave. Ďalšou prácou, ktorá sa zaobrá hodnotením teploty vody v rieke Dunaj (profil Bratislava) za obdobie 1931–2005 je práca Škoda a kol. (2007). Závislosť teploty vody od teploty vzduchu je hodnotená v práci Bajtek et al. (2022).

Zmeny hodnôt teploty vody úzko súvisia s vývojom teplôt vzduchu. Predpokladaný nárast teploty vzduchu sa prejaví aj zvýšením teploty vody v tokoch (Bonacci et al., 2008). Keďže voda má rádovo vyššiu tepelnú kapacitu ako vzduch, zvýšenie teploty vody v toku by mohlo byť významným signálom otepľovania povodia (Pekárová et al., 2008). Keďže teplota vody je základná fyzikálno-chemická charakteristika indikujúca kvalitu vody, jej budúci vývoj je mimoriadne dôležitý. Za účelom eliminácie vplyvu ľudskej činnosti na teplotu vody je potrebné, aby sa monitoring vykonával aj v povodiach s prirodzeným režimom.

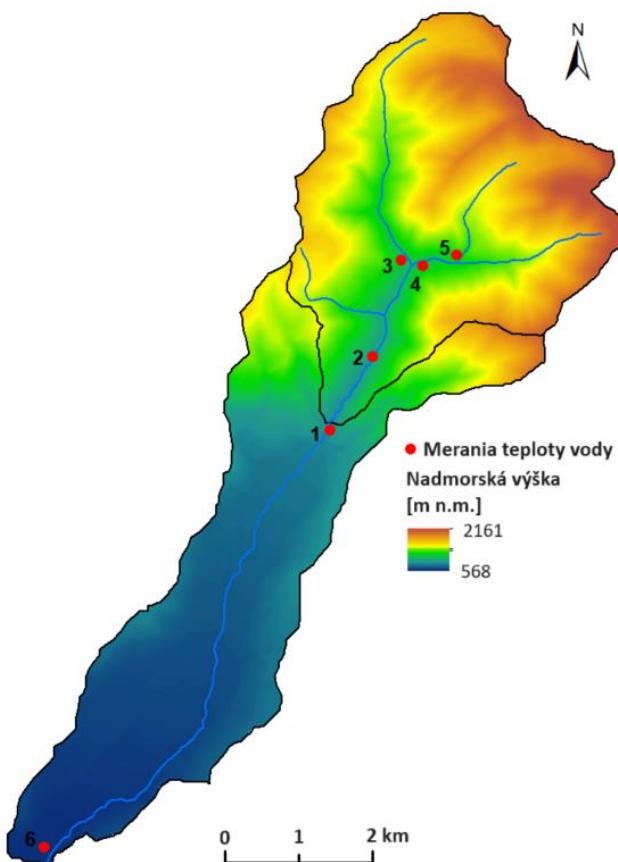
V našej štúdii je hodnotená dynamika teploty vody na šiestich lokalitách s rôznou nadmorskou výškou v podhorí a v nedotknutej horskej časti povodia Jaloveckého potoka, ktoré sa nachádza v Jaloveckej doline v severnej časti Slovenska. Cieľom tejto štúdie je:

- vyhodnotiť experimentálne merania teploty vody v skúmanom povodí,
- analyzovať sezónnosť teploty vody (hodinový, denný a mesačný chod),
- posúdiť vzťah medzi teplotou vody, teplotou vzduchu a nadmorskou výškou.

## MATERIÁL A METÓDY

Táto štúdia je realizovaná v povodí Jaloveckého potoka, ktorý sa nachádza v severnej časti stredného Slovenska a v západnej časti Západných Tatier (obr. 1) Jalovecký potok je typický horský potok. Vzniká sútokom potokov Parichvost a Bobroveckého potoka v nadmorskej výške 1 000 m n. m. Jalovecký potok sa vlieva do rieky Váh. Ústie potoka sa nachádza v nadmorskej výške 560 m n. m. v mestskej časti Liptovský Mikuláš (časť Liptovská Ondrášová). Povodie je vedené z oboch strán hrebeňom Západných Tatier. Povodie má rozlohu  $45 \text{ km}^2$  a skladá sa z dvoch častí: hornej časti (tzv. horská časť) a spodnej časti (tzv. podhorská časť).

Horská časť povodia sa nachádza v Tatranskom národnom parku (TANAP), z čoho vyplýva, že v súčasnosti sa tu ľudské aktivity obmedzujú výlučne na turistiku. Jeho rozloha je  $22,2 \text{ km}^2$ , nadmorská výška sa pohybuje v rozmedzí 820 až 2 178 m n. m. (priemer 1 500 m n. m.) a priemerný sklon dosahuje  $30^\circ$ . Geologické podložie je prevažne tvorené granodioritom a rulou, ktoré sú pokryté fluvioglaciálnymi sedimentmi a svahovými sutinami. Asi 7 % povodia tvoria druholhorné horniny s prevahou vápencov a dolomitov. Pôdny pokryv reprezentujú kambizeme, podzoly, rankre a litozem. Lesy s prevahou smreka obyčajného (*Picea abies*) pokrývajú 44 % tohto územia.



**Obr. 1. Topografia povodia Jaloveckého potoka a umiestnenie vybraných lokalít merania teploty vody (1 – Ústie Jaloveckej doliny, 2 – Jalovecká dolina, 3 – Bobrovecká dolina, 4 – dolina Parichvost, 5 – Hlboká dolina, 6 - Ondrašová).**

Teplota vody na Jaloveckom potoku bola vyhodnocovaná z hodinových meraní na šiestich lokalitách (obr. 1) počas hydrologického roku 2022 (1.11. 2021 – 31.10. 2022). Teplota vzduchu bola vyhodnocovaná taktiež z hodinových meraní. Z nameraných teplôt vody boli pre každú lokalitu vypočítané hodinové, denné, priemerné mesačné hodnoty teploty vody. Tieto merania boli použité aj pri vyhodnocovaní závislosti teploty vody na nadmorskej výške a teplote vzduchu. Zoznam lokalít a ich umiestnenie v povodí a k nim prislúchajúca nadmorská výška pre teplotu vody a teplotu vzduchu je uvedený v tab. 1.

**Tabuľka 1. Lokality merania teploty vody a teploty vzduchu a ich zodpovedajúca nadmorská výška v povodí Jaloveckého potoka**

Teplota vody [°C] Lokalita	Nadmorská výška [m n.m.]	Teplota vzduchu [°C] Lokalita	Nadmorská výška [m n.m.]
Ondrašová	560	Ondrašová	560
Ústie Jaloveckej doliny	850	Priemstav	750
Jalovecká dolina	960	Hlboká dolina	1 400
Bobrovecká dolina	1 009		
Dolina Parichvost	1 015		
Hlboká dolina	1 110		

V povodí Jaloveckého potoka sme od novembra 2021 začali merať teplotu vody pozdĺž toku na šiestich lokalitách v rôznej nadmorskej výške (560–1110 m n.m.). Miestam meraní sme priradili názvy podľa lokalít, kde boli teplotné snímače umiestnené a to Ondášová, Ústie Jaloveckej doliny, Jalovecká dolina, Bobrovecká dolina, dolina Parichvost a Hlboká dolina. Teplomery v hornej časti povodia boli rozmiestnené tak, aby sme pokryli aj oblasť Bobroveckej doliny,

ktorou preteká Poliansky potok a Hlbokej doliny, ktorou preteká Hlboký potok. Poliansky a Hlboký potok sa následne vlieva do Jaloveckého potoka, ktorý preteká dolinou Parichvost. Teplomery boli umiestnené na ľavé brehy tokov, tak aby k nim bol možný prístup. Pri osádzaní boli dodržané nasledovné kritériá: teplomery boli umiestnené do prúdiacej vody tak, aby sa nachádzali stále pod vodnou hladinou a boli umiestnené v zatienených oblastiach, aby sa predchádzalo zvýšenému vplyvu slnečného žiarenia. Zatienenie poskytovali brehové porasty. Na zaznamenávanie teploty vody sme na piatich lokalitách, použili teplomery Minikin Tie od firmy EMS Brno. Jedná sa o odolné a vodotesné zariadenia, ktoré merajú a zaznamenávajú teploty vody v intervaloch od 30 sekúnd až po 4 hodiny. Sťahovanie údajov prebiehalo prostredníctvom prenosného počítača, softvéru Mini32 a IrDA kabla. Na lokalite ústie Jaloveckej doliny sme údaje o teplote vody prebrali z automatickej stanice MicroStep-MIS. Údaje z tejto stanice sú nám k dispozícii online. Údaje o teplote vzduchu sme prebrali z troch lokalít a to Ondrašová (560 m n.m.), Priemstav (750 m.n.m.) a Hlboká dolina (1 400 m n.m.). Na lokalite Ondrašová je teplota vzduchu zaznamenávaná prostredníctvom automatickej stanice MicroStep-MIS. Na lokalitách Priemstav a Hlboká dolina sú teploty vzduchu zaznamenávané prostredníctvom prístrojov Minikin THi resp. Minikin RTHi s radiačným krytom (EMS Brno), ktoré podobne ako teplotné snímače Minikin Tie zaznamenávajú teploty vzduchu v intervaloch od 30 sekúnd až po 4 hodiny.

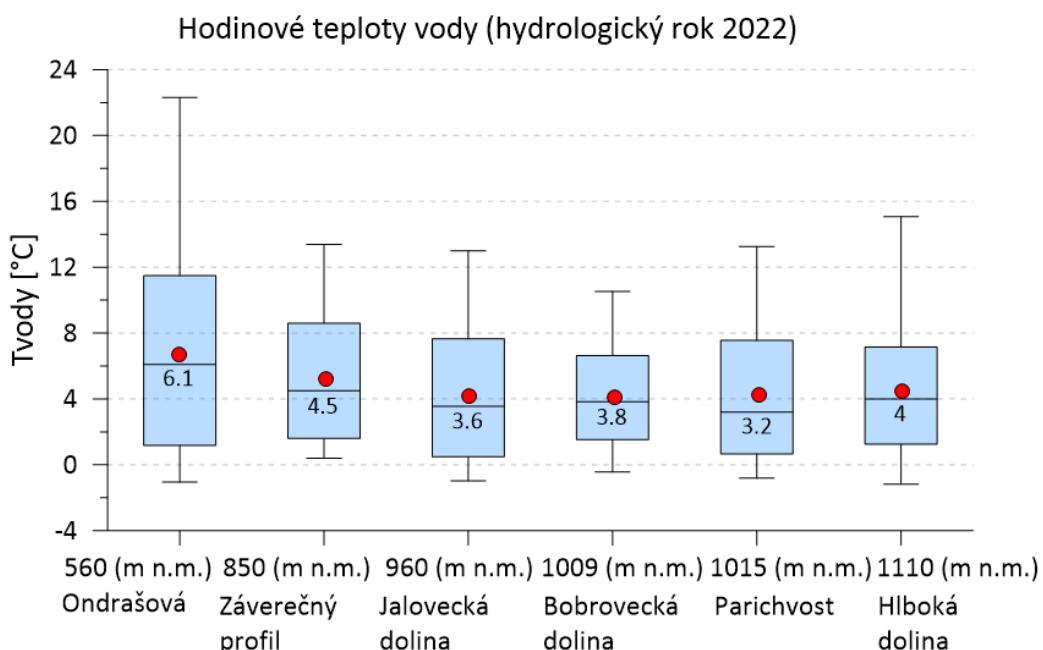
## VÝSLEDKY

### ***Hodinová, denná a mesačná dynamika teploty vody***

Hodinový chod teploty vody počas dňa bol analyzovaný na základe údajov z hydrologického roku 2022 (obr. 2, tab. 2). Najvyššie kolísanie hodinovej teploty vody (od -1,0 °C do 22,3 °C) sme zaznamenali na lokalite Ondrašová, najnižšie rozdiely (od -0,4 °C do 10,5 °C) boli zaznamenané v Bobroveckej doline. So stúpajúcou nadmorskou výškou sa kolísanie hodinovej teploty vody znižuje (až do nadmorskej výšky 1 009 m n. m.). Minimálne hodnoty sa vyskytujú ráno pri východe slnka a maximá popoludní. Najvyššie priemerné teploty vody boli zaznamenané na lokalite Ondrašová (6,7°C) a najnižšie boli zaznamenané v Bobroveckej doline (4,1°C). Rovnaké priemerné hodinové hodnoty teploty vody boli zaznamenané aj v Jaloveckej doline (4,2 °C) a v doline Parichvost (4,2 °C). V zimných mesiacoch má teplota vody počas dňa nižšiu amplitúdu (tu nie je znázornená). Priemerné hodinové hodnoty teploty vody v zimných mesiacoch sa v najnižšej nadmorskej výške (560 m n. m.) pohybovali od -1,0 °C do 12,6 °C, kým v letných mesiacoch sa teplota vody pohybovala v rozmedzí od 4,1 °C do 22,3 °C. V najvyššej nadmorskej výške (1 110 m n. m.) sa v zime priemerné hodinové teploty vody pohybovali v rozmedzí -1,2 °C až 7,9 °C a v lete od 2,1 °C do 15,1 °C.

**Tabuľka 2. Základné štatistické charakteristiky hodinových teplôt vody namerané na skúmaných lokalitách v povodí Jaloveckého potoka**

Lokalita	Nadmorská výška [m n.m.]	Minimum	Maximum	Median	Priemer
Ondrašová	560	-1,0	22,3	6,1	6,7
Ústie Jaloveckej doliny	850	0,4	13,4	4,5	5,2
Jalovecká dolina	960	-1,0	13,0	3,6	4,2
Bobrovecká dolina	1 009	-0,4	10,5	3,8	4,1
Dolina Parichvost	1 015	-0,8	13,3	3,2	4,2
Hlboká dolina	1 110	-1,2	15,1	4,0	4,5

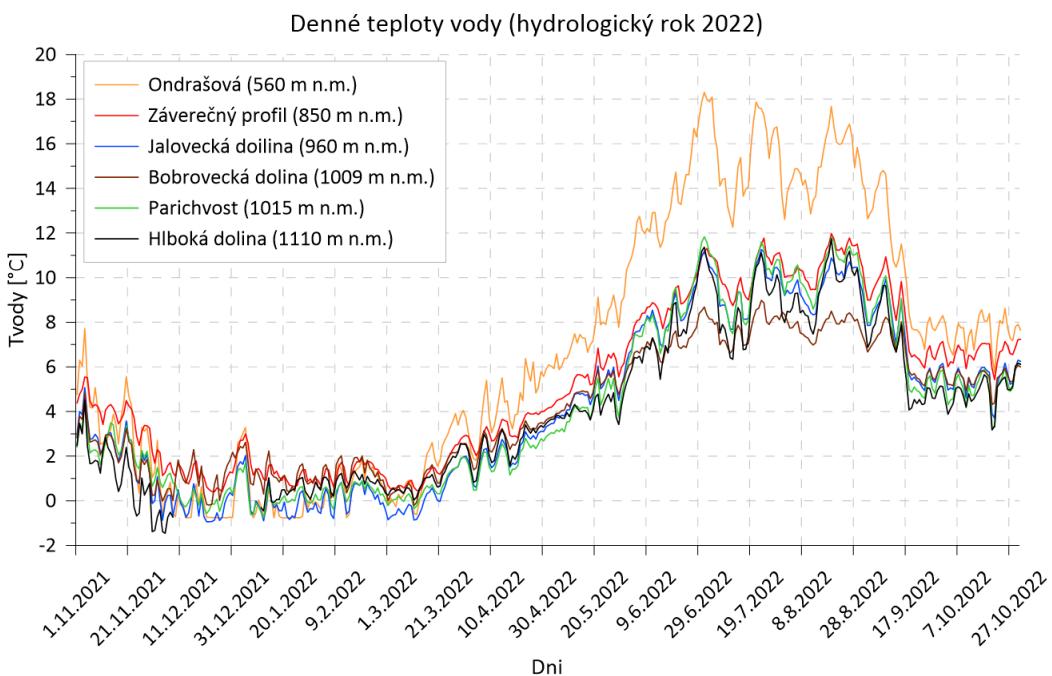


**Obr. 2. Hodinové teploty vody merané na rôznych lokalitách a nadmorských výškach. Línia zobrazuje median teplôt vody. Červený bod označuje priemernú hodnotu teplôt vody.**

Na obr. 3 je znázornený denný chod a dynamika kolísania nameranej teploty vody počas hydrologického roku 2022. Základné štatistické charakteristiky priemerných denných teplôt vody uvádzame v tab. 3. Priebeh priemerných denných teplôt vody má charakter sínusoidy. Vo všeobecnosti by sa teplota vody mala počas roka v miernom klimatickom pásme pohybovať od 0 °C do 25 °C. Hodnoty priemerných denných teplôt vody sa pohybujú od 4,1°C (Ondrašová) do 6,7 °C (Bobrovecká dolina). Najvyššia priemerná denná teplota vody bola zaznamenaná v Ondrašovej (18,3°C), najnižšia bola nameraná v Hlbokej doline (-1,5 °C). Táto skutočnosť vyplýva z rozdielnej nadmorskej výšky staníc (Ondrašová 560 m n. m., Hlboká dolina 1 009 m n. m.). Minimálna denná teplota vody klesla na alebo pod 0 °C na všetkých lokalitách s výnimkou ústia Jaloveckej doliny. Zaujímavosťou je, že priebeh teploty vody sa v lete viac mení medzi Bobroveckou dolinou a dolinou Parichvost. Môže to byť spôsobené odlišným geologickým podložím (dolomity vs. žula). Denné výkyvy teploty vody sú vo všeobecnosti vyššie v odlesnených oblastiach, kde brehové porasty nebránia vode proti prehriatiu počas dňa.

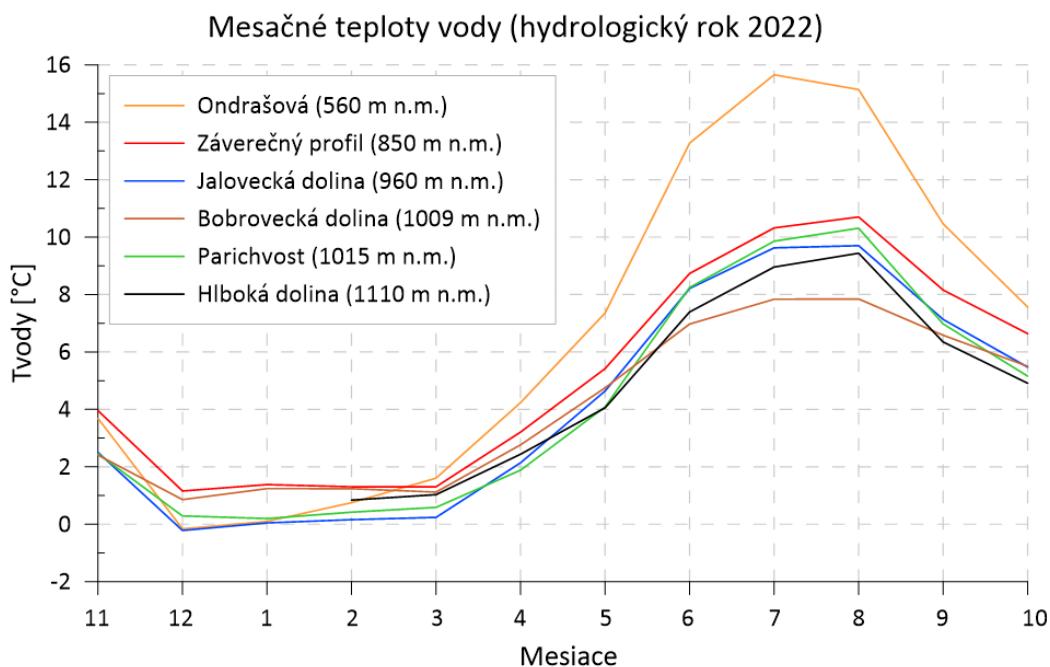
**Tabuľka 3. Základné štatistické charakteristiky priemerných denných teplôt vody namerané na skúmaných lokalitách v povodí Jaloveckého potoka**

Lokalita	Nadmorská výška [m n.m.]	Minimum	Maximum	Median	Priemer
Ondrašová	560	-0,8	18,3	6,0	6,7
Ústie Jaloveckej doliny	850	0,4	12,0	4,5	5,2
Jalovecká dolina	960	-0,9	11,3	3,7	4,2
Bobrovecká dolina	1 009	-0,2	9,0	3,8	4,1
Dolina Parichvost	1 015	-0,8	11,8	3,2	4,2
Hlboká dolina	1 110	-1,2	11,7	4,0	4,3



**Obr. 3.** Priemerné denné teploty vody merané na rôznych lokalitách a nadmorských výškach.

Priemerné mesačné teploty vody možno označiť za jeden z dôležitých zdrojov, ktorý je poskytovaný rôznym odvetviam vodného hospodárstva. Veľmi zreteľne totiž vykazujú zmeny teploty vody v priebehu roka a predstavujú vyrovnanú hodnotu, bez podstatného skreslenia náhodnými vplyvmi, ako je to pri denných teplotách vody. Priemerné mesačné teploty vody boli vypočítané z meraní v hodinovom časovom kroku za hodnotené obdobie a sú uvedené na obr. 4 a v tab. 4. Výraznejší nárast teploty vody sme zaznamenali v júli a v auguste, čomu zodpovedá aj vyššia teplota vzduchu. Najvyššia priemerná mesačná teplota vody bola nameraná v júli ( $15,7^{\circ}\text{C}$ ) na lokalite Ondrašová, zatiaľ čo najnižšia bola pozorovaná v decembri ( $-0,2^{\circ}\text{C}$ ) na tej istej lokalite a taktiež v Jaloveckej doline. Mesačná dynamika teploty vody má zreteľný sezónny charakter. Najvyššie kolísanie teploty vody spomedzi skúmaných lokalít sme zaregistrovali počas leta (jún – august), kedy priemerný mesačný teplotný rozsah dosahoval až  $8,0^{\circ}\text{C}$ , zatiaľ čo najnižší priemerný mesačný rozsah (približne  $1^{\circ}\text{C}$ ) sme pozorovali v januári, februári, marci a v apríli. Najväčší rozdiel medzi najnižšou (560 m n. m.) a najvyššou (1 110 m n. m.) nadmorskou výškou sme zaznamenali v júli, kedy priemerný mesačný teplotný rozsah dosahoval až  $6,7^{\circ}\text{C}$ .



**Obr. 4.** Priemerné mesačné teploty vody merané v rôznych lokalitách a nadmorských výškach.

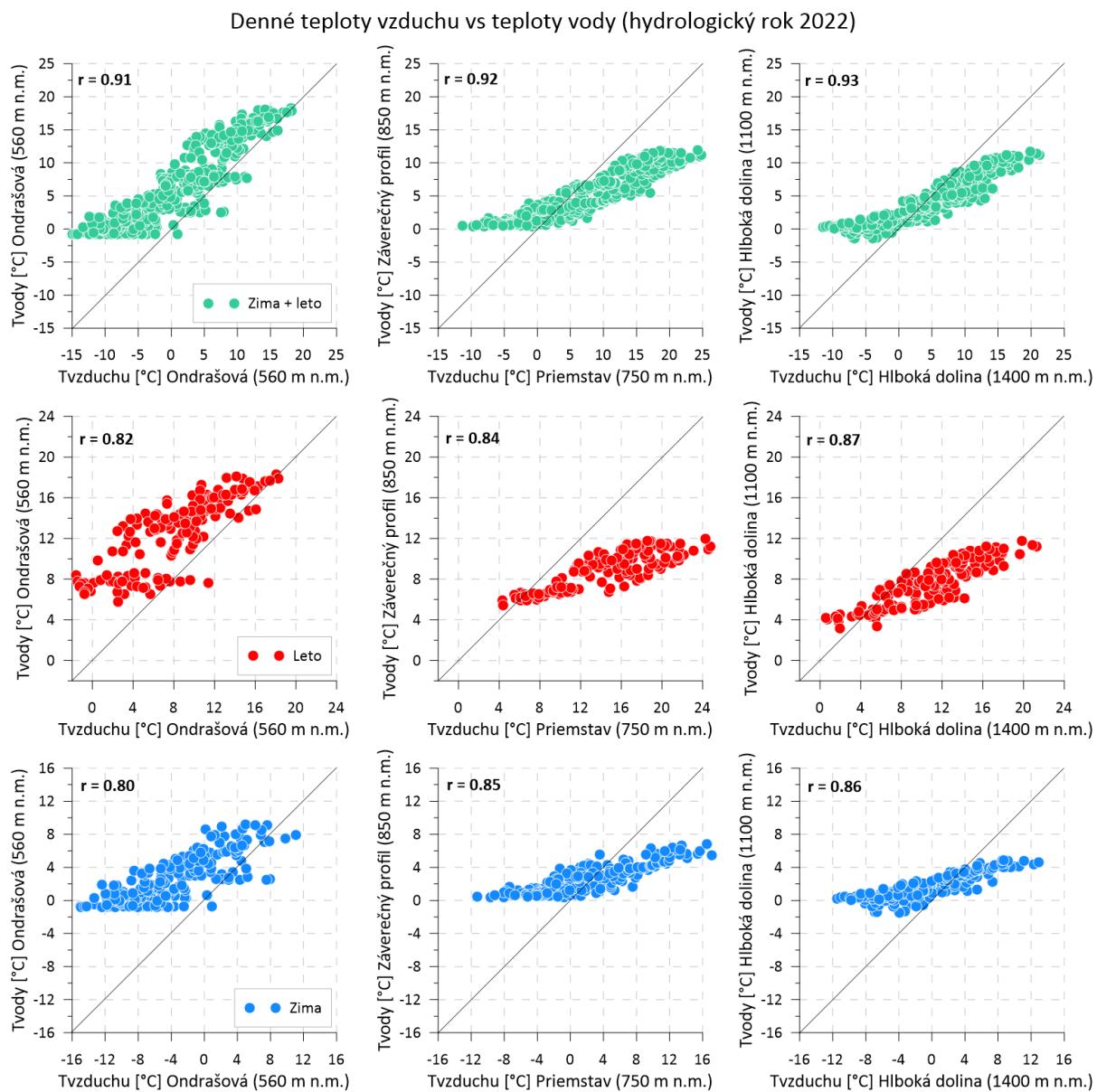
**Tabuľka 4.** Základné štatistické charakteristiky priemerných mesačných teplôt vody namerané na skúmaných lokalitách v povodí Jaloveckého potoka

Mesiace	Ondrašová	Ústie Jaloveckej doliny	Jalovecká dolina	Bobrovecká dolina	Dolina Parichvost	Hlboká dolina
November	3.7	4.0	2.5	2.4	2.5	1.6
December	-0.	1.2	-0.2	0.9	0.3	-
January	0.1	1.4	0.0	1.2	0.2	-
February	0.7	1.3	0.2	1.2	0.4	0.8
March	1.6	1.3	0.2	1.1	0.6	1.0
April	4.2	3.2	2.1	2.8	1.9	2.4
May	7.4	5.4	4.6	4.8	4.1	4.1
June	13.3	8.7	8.2	7.0	8.2	7.4
July	15.7	10.3	9.6	7.8	9.9	9.0
August	15.1	10.7	9.7	7.8	10.3	9.4
September	10.5	8.2	7.1	6.6	7.0	6.3
October	7.6	6.6	5.5	5.5	5.2	4.9

#### **Závislosť teploty vody od nadmorskej výšky a teploty vzduchu**

Vzťah medzi teplotou vzduchu, teplotou vody a nadmorskou výškou bol hodnotený pomocou rozptylových grafov a korelačných koeficientov. Korelácie sú vyhodnotené pre tri lokality s rôznou nadmorskou výškou (560 m n. m., 750 m n. m., 1 400 m n. m.), ako je znázornené na obr. 5. Hodnota korelačného koeficientu ( $r$ ) blízka 1 vyjadruje tesnú závislosť medzi skúmanými veličinami. Je zrejmé, že existuje vysoká závislosť medzi teplotami vzduchu a vody (hodnota  $r$  pre teplé a chladné obdobie nad 0,9). Výsledky ukazujú, že korelácie sa medzi hodnotenými obdobiami (chladné, teplé obdobie) výrazne nelisia. Vyššie korelácie sme zaznamenali vo vyšších nadmorských výškach (Hlboká dolina). Napríklad korelácia v lete medzi teplotou vody a teplotou vzduchu na lokalite Ondrašová (560 m n. m.) je približne 0,82 a na lokalite s vyššou nadmorskou výškou (Hlboká dolina) je približne 0,87. Môže to byť spôsobené tým, že voda sa ohrieva po celej dĺžke toku, a preto sú korelácie nižšie v nižšej nadmorskej výške (lokalita Ondrašová) a vyššie vo vyššej nadmorskej výške (Hlboká dolina).

V zimnom období sú korelácie nasledovné: 0,80 (Ondrašová), 0,85 (ústie Jaloveckej doliny - Priemstav), 0,86 (Hlboká dolina). Vo všeobecnosti je teplota vzduchu vyššia ako teplota vody, najmä vo vyšších nadmorských výškach.



**Obr. 5. Nameraná denná teplota vzduchu vs. teplota vody v rôznej nadmorskej výške v hydrologickom roku 2022 (1. november 2021 – 31. október 2022), ďalej v teplom období (jún – október) a v zimnom období (november – máj).**

## ZÁVER

Údaje o teplote vody a vzduchu namerané v rôznych nadmorských výškach v povodí Jaloveckého potoka potvrdzujú rozdiely medzi horskou a podhorskou časťou skúmaného povodia. Najvyššie priemerné hodinové/denné teploty vody boli zaznamenané v nižších nadmorských výškach (560 m n. m.), zatiaľ čo najnižšie boli namerané vo vyšších nadmorských výškach (1 110 m n. m.). Najnižšie mesačné odchýlky teploty vody boli pozorované v zime, na jar sa zvýšili, aby dosiahli maximálne hodnoty začiatkom leta, a potom opäť klesali na jeseň. Vyššiu závislosť medzi teplotou vody a teplotou vzduchu sme zistili vo vyšších nadmorských

výskach. Naše merania môžu slúžiť na určenie limitných hodnôt teploty vody pre dobrý ekologický stav pre nadmorské výšky 560 až 1 100 m n. m. v malých horských povodiach. Mesačné hodnoty teploty vody by bolo možné použiť pri zaraďovaní vody vysokohorských tokov do jednotlivých tried kvality vody vzhľadom na teplotu vody. Aj keď na určenie hraníc by bolo potrebné vyhodnotiť dlhší rad meraní, tieto merania nám poskytujú aspoň orientačné hodnoty pre toku málo ovplyvnené ľudskou činnosťou vo vysokohorskom prostredí.

### **Poděkovanie**

Tento príspevok je súčasťou realizácie výsledkov projektu VEGA č.: 2/0019/23 Ministerstva školstva, vedy, výskumu a športu Slovenskej republiky a Slovenskej akadémie vied; a projektu Agentúry na podporu výskumu a vývoja v rámci zmluvy č.: APVV-20-0374. Autori dăkujú agentúram za podporu.

### **LITERATÚRA**

- Bajtek, Z., Pekárová, P., Jeneiová, K., Ridzoň, J. (2022): Analysis of the water temperature in the Litava River. *Acta Hydrologica Slovaca*, 23, 2, 296–304.
- Bonacci, O., Trninić, D., Roje-Bonacci, T. (2008): Analyses of water temperature regime at Danube and its tributaries in Croatia. *Hydrolog. Process.*, 22, 7, 1014–1021.
- Čermák, M. (1965): Teploty vody Československých tokov, *Vodohospodársky časopis*, 13, 3, 296–304.
- Dulovič, L. (1989): Dlhodobé charakteristiky teploty vody. *Zborník prác SHMÚ* 29/I, ALFA Bratislava, 381–413.
- Dmitrijeva, M., Pacl, J. (1952): Príspevok k poznaniu vodného režimu Dunaja v Bratislave. *Zemepisný sborník SAV*, 4, 1-2, 63–88.
- Horváthová, B., Vanetianerová, M. (1963): Teplota vody slovenských tokov, Praha.
- Horváthová, B. (1964): Teplotný režim slovenských tokov. *Vodohospodársky časopis*, 12, 1, 5–15.
- Horváthová, B., Dávid, A. (1969): Ročný rytmus zmien teploty riečnej vody, *Vodohospodársky časopis*, 17, 2, 117–130.
- Lešková, D., Škoda, P. (2003): Temperature series trends of Slovak rivers. *Meteorologický časopis*, 6, 2, 13–17.
- Pekárová, P., Miklánek, P., Pekár, J. (2007): Long-term Danube monthly discharge prognosis for the Bratislava station using stochastic models. *Meteorologicky Casopis*, 4, 2007, 211.
- Pekárová, P., Halmová, D. (2007): Vývoj teploty vody Dunaja v Bratislave za obdobie 1926 – 2005. *Meteorologické zprávy*, 60, 6, 183–186.
- Pekárová, P., Halmová, D., Miklánek, P., Onderka, M., Pekár, J., Škoda, P. (2008): Is the water temperature of the Danube River at Bratislava, Slovakia, rising? *Journal of Hydrometeorology*, 9, 5, 1115–1122.
- Schumann, S., Herrmann, A. (2010): 60 years of the Bramke research basins: history, major hydrological results and perspectives. In: Status and Perspectives of Hydrology in Small Basins (proceedings of the workshop held at GoslarHahnenklee, Germany, 30 March–2 April 2009). IAHS 336.
- WFD (2000): Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy. Official Journal of the European Communities.

# PÔSOBENIE OHREVU NA VODOODPUDIVOSŤ PIESOČNATEJ LESNEJ PÔDY

**Anton Zvala<sup>1</sup>, Viliam Nagy<sup>1</sup>, Jozef Kollár<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Ústav hydrologie Slovenskej akadémie vied, v. v. i.

<sup>2</sup> Ústav krajnej ekológie Slovenskej akadémie vied, v. v. i.

*Korešpondenčný autor: Anton Zvala, Ústav hydrologie Slovenskej akadémie vied, v. v. i., Dúbravská cesta 9,  
84104 Bratislava, zvala@uh.savba.sk*

## **ABSTRAKT**

Z hydrofyzikálnych vlastností bola skúmaná po ohreve vodoodpudivosť piesočnej pôdy. Ohrevom spôsobená vodoodpudivosť lesnej pôdy je riadená rôznymi faktormi (dosiahnutá teplota, množstvo a typ vegetácie, vlastnosti pôdy). Po lesných požiaroch boli zistené veľmi premenlivé pôdne podmienky odpudzujúce vodu, ktoré majú význam pre hydrologiu pôdy. Pôdne vzorky minerálnej lesnej pôdy zo skúmaného územia boli odobraté z vrstvy do hĺbky 25 mm a zahrievané pri teplotách od 50°C do 900°C po 100°C. Merali sme čas infiltrácie kvapky vody do pôdy metódou water drop penetration test. Vodoodpudivosť piesočnej pôdy je rozdielna v ihličnatom a listnatom lese. V ihličnatom lese je pôda pri teplotách 20°C, 100°C, 200°C, 300°C, 400°C extrémne vodoodpudivá. Vodoodpudivosť pôdy v ihličnatom lese zaniká pri 500°C. V listnatom lese nie je pôda vodoodpudivá pri 20°C a 100°C. Vodoodpudivosť vzniká pri 200°C a pri 300°C sme zistili extrémnu vodoodpudivosť. Vodoodpudivosť pôdy v listnatom lese zaniká pri 400°C.

**Klíčové slová:** vodoodpudivosť pôdy, ohrev pôdy, water drop penetration test, piesočnatá lesná pôda

## **ÚVOD**

Požiare môžu na lesných pôdach vytvoriť alebo zvýšiť vodoodpudivosť pôdy. (Certini, 2005; Doerr, 2004). Zvýšenie vodoodudivosti pôdy vplyvom požiaru môže spôsobiť, že pôda nebude schopná infiltrovať vodu a bude náhylnejšia na eróziu (DeBano a Krammes, 1966). Vodoodpudivosť pôdy je prírodný jav vyskytujúci sa za relatívne suchých podmienok v pôdach so širokého spektra využitia pôdy a klimatických podmienok, ktoré sa môžu zintenzívniť zohriatím pôdy počas požiarov. Oheň v skutočnosti vytvára vodoodpudivosť v predtým hydrofilných pôdach a tiež ho zachováva alebo dokonca zvyšuje v predtým odpudzujúcich pôdach v závislosti od konkrétnych podmienok pred vznikom požiaru a od jeho závažnosti. Vodoodpudivosť pôdy sa považuje za dôležité pre hydrologiu po požiari, čo spôsobuje zníženú infiltráciu a zvýšený povrchový odtok a eróziu, najmä po požiari, keď bola vegetácia odstránená (Certini, 2005, DeBano, 1981, DeBano, 2000, Doerr a kol., 2004, Kettridge a kol., 2014).

Vplyvom požiaru v prírodnom prostredí teplota lesnej pôdy stúpa. Na zvýšenie teploty lesnej pôdy počas horenia má významný vplyv intenzita a čas trvania požiaru, ktoré závisia od kvality a vlhkosti horiaceho paliva, teploty a vlhkosti vzduchu, rýchlosťi vetra a topografia terénu (Robichaud, 2000, Campbell a kol., 1995). Pri nízkej intenzite požiaru teplota lesnej pôdy dosahuje od 250 °C do 450 °C (Janzen and Tobin – Janzen, 2008, Fox a kol. 2007). V prítomnosti kvalitného množstva paliva, ktoré zvyšuje intenzitu požiaru teplota lesnej pôdy stúpa na 500 °C až 700 °C (DeBano a kol., 1998) ale boli pozorované miesta požiaru so zaznamenanou teplotou lesnej pôdy 850 °C. (DeBano, 2000). Niektoré laboratórne experimenty odhalili, že zahriatie pôdy pod 175 °C spôsobuje mierne zmeny vodoodpudivosti pôdy. Výrazné zvýšenie vodoodpudivosti pôdy bolo zistené pri teplotách od 175 do 270 °C. Teploty v rozmedzí od 270 °C do 400 °C ničia hydrofóbne látky v pôde a vo výsledku potláčajú vodoodpudivosť pôdy. (DeBano a kol., 1976, Doerr a kol., 2004, Varela a kol., 2005). Účinky požiaru na vodoodpudivosť pôdy závisia od ďalších faktorov vrátane druhu prítomných rastlín

a ich hustoty, charakteristik organických látok, štruktúry pôdy alebo mineralogického zloženia ilovitej frakcie (Arcenegui a kol., 2007, Mataix-Solera a kol., 2008). Mikromorfologické výskumy naznačili, že vysoké teploty mali za následok zvýšenie tvorby organických uhlíkových povlakov zodpovedných za vodooodpudivosť pôdy (Dekker a kol., 1998). (Martinez a kol., 2022) uviedli, že vodooodpudivosť pôdy dosahuje najvyššie hodnoty na hrubších frakciách a menej na najjemnejších, čo je v súlade so všeobecne uznaným tvrdením, že hrubozrnné pôdy majú väčšiu pravdepodobnosť vzniku vodooodpudivosti. Piesočnaté pôdy majú menšie špecifické povrchové plochy ako pôdy s jemnou textúrou a preto je pravdepodobnejšie, že budú potiahnuté rovnakým množstvom hydrofóbnej látky (DeBano a kol., 1976). Zahrievanie organicky potiahnutých častic alebo zmiešanej pôdy môže výrazne zvýšiť vodooodpudivosť pôdy (DeBano a kol., 1976).

Cieľom článku je výskum vplyvu ohrevu (100 až 900 °C s krokom 100 °C) na hydrofyzikálnu vlastnosť vodooodpudivosť piesočnej lesnej pôdy s odlišnou vegetáciou (ihličnatý a listnatý les).

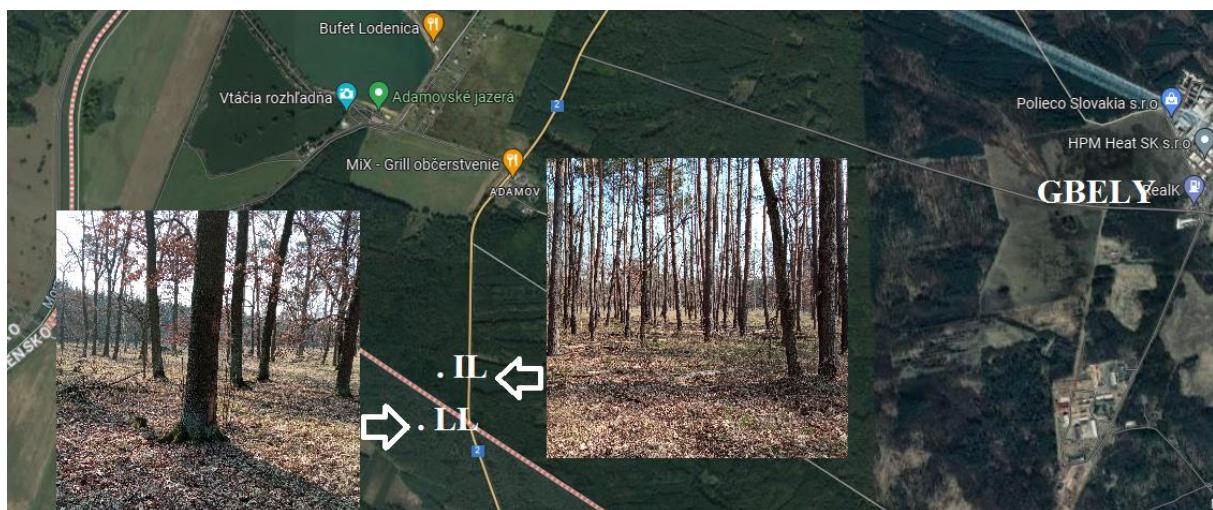
## METÓDY A ÚDAJE (SKÚMANÉ ÚZEMIE)

Zo všetkých bodov výskumu sme po odstránení povrchového organického horizontu odobrali pôdne vzorky z minerálnej zložky lesnej pôdy do hĺbky 25mm na laboratórny experiment. Odobraté pôdne vzorky sme sušili odokryté v laboratóriu a na konštantnej hmotnosti sme pôdne vzorky sušili v laboratórnej sušiarni. Pôdne vzorky sme preosiali cez 2 mm sito. Do keramických misiek priemeru 70mm a výšky 35 mm sme navázili 60 gramov preosiatej pôdnej vzorky. Pri teplote 20 °C sme testovali 5 ks misiek s pôdnymi vzorkami na vodooodpudivosť pôdy. Požiar sme simulovali v muflovej peci pri teplotách 20, 100, 200, 300, 400, 500, 600, 700, 800 a 900 °C s dobou trvania 1200 s. V muflovej peci bolo 5 ks misiek pri každej teplote. Na povrch pôdnych vzoriek s laboratórnou teplotou sme umiestnili kvapku vody. Merali sme čas infiltrácie kvapky vody do pôdy (Tab. 1.). Podľa času infiltrácie kvapky vody do pôdy sme určili vodooodpudivosť pôdy.

Skúmané územie sa nachádza pri obci Gbely (48°71.313' N, 17°03.994' E) v Borskej nížine s nadmorskou výškou 172 m. Pôda je tvorená eolitickými pieskami. Podnebie skúmaného územia je mierne s miernou vlhkostou a zimou. Priemerný úhrn zrážok 600 - 650 mm a priemerná ročná teplota 9-10 °C (Atlas krajiny SR, 2002). V rámci skúmaného územia boli vyčlenené 2 body výskumu. Prvý bod výskumu (IL) ihličnatý les, porast monokultúry borovice lesnej (*Pinus sylvestris*). Druhý bod výskumu (LL) listnatý les monokultúra dub letný (*Quercus robur*), (Obr. 1).

**Tabuľka 1. Čas infiltrácie kvapky vody do pôdy s rozdelením vodooodpudivosti pôdy (Dekker a Ritsema, 1995)**

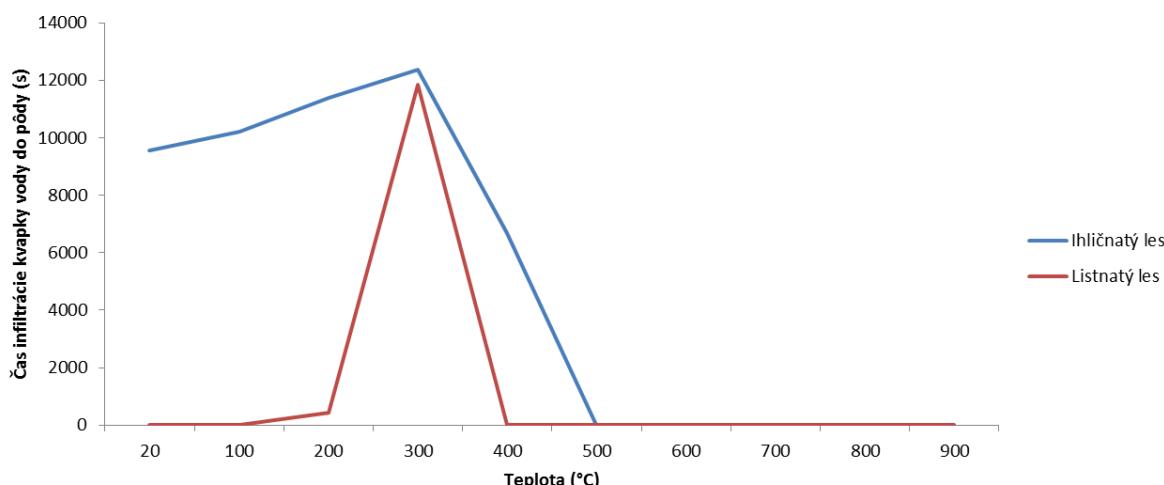
Čas infiltrácie kvapky vody do pôdy (s)	Vodooodpustnosť pôdy
<5	Zmáčavá
5-60	Slabo vodooodpudivá
60-600	Silno vodooodpudivá
600-3600	Veľmi silno vodooodpudivá
>3600	Extrémne vodooodpudivá



**Obr. 1. Mapa skúmaného územia s vyznačenými bodmi výskumu IL - ihličnatý les, LL – listnatý les.**

## VÝSLEDKY A DISKUSIA

Grafické znázornenie (Obr. 2.) priemerného času infiltrácie kvapky vody do pôdy v závislosti od teploty vykazuje veľkú mieru variability pre minerálnu zložku lesnej pôdy na výskumných bodoch IL, LL. Na minerálnej zložke lesnej pôdy z výskumného bodu IL pri  $20^{\circ}\text{C}$  (bez simulácie požiaru) sme namerali najvyššiu priemernú hodnotu času infiltrácie kvapky vody do pôdy 9564 s pričom na výskumnom bode LL sme namerali hodnotu čas infiltrácie kvapky vody do pôdy len 10 s. Minerálnu zložku lesnej pôdy na výskumnom bode IL sme určili za extrémne vodoodpudivú a na výskumnom bode LL bola zistená slabá vodoodpudivosť. Ohrevom pôdy na  $100^{\circ}\text{C}$  sa čas infiltrácie kvapky vody do pôdy zvýšil ale výskumný bod IL mal extrémnu vodoodpudivosť a výskumný bod sa tiež nezmenil so slabou vodoodpudivosťou. Ďalšie zvyšovanie teploty na  $200^{\circ}\text{C}$  a  $300^{\circ}\text{C}$  pôsobilo zvyšovaním času. Pri teplote  $200^{\circ}\text{C}$  sa boli namerané rovnaké vodoodpudivosti lesnej piesočnej pôdy ako pri  $100^{\circ}\text{C}$ . Významné zmeny vo vodoodpudivosti lesnej piesočnej pôdy boli spôsobené ohrevom pôdy na  $300^{\circ}\text{C}$  kedy sme namerali najvyššie hodnoty času infiltrácie kvapky vody do pôdy. Na výskumnom bode IL sme namerali čas infiltrácie kvapky vody do pôdy 12372 s extrémnu vodoodpudivosť a na výskumnom bode LL bola zistená hodnota 11844 s čo zodpovedá extrémnej vodoodpudivosti. Vodoodpusdivosť zaniká pri teplote  $400^{\circ}\text{C}$  piesočnatá pôda v listnatom lese a pri  $500^{\circ}\text{C}$  piesočnatá pôda v ihličnatom lese. Vplyvom rastlinného opadu sa v ihličnatom lese vytvorila lesná piesočnatá pôda, ktorá má extrémnu vodoodpudivosť bez pôsobenia ohrevu pri  $20^{\circ}\text{C}$ . Zvyšovanie teploty ohrevom spôsobuje mierny nárast hodôt času infiltrácie kvapky vody do pôdy, pričom pôda je stále extrémne vodoodpudivá. Extrémna vodoodpudivosť zanika na lesnej piesočnej pôde ihličnatého lesa pri teplote  $500^{\circ}\text{C}$  a do  $900^{\circ}\text{C}$  je hodnota času infiltrácie kvapky vody do pôdy 0 s a pôda nie je vodoodpudivá. Priebeh vodoodpudivosti lesnej piesočnej pôdy listnatého lesa je tiež ovplyvnený rastlinným opadom ale vodoodpudivosť je slabá pri  $20^{\circ}\text{C}$ ,  $100^{\circ}\text{C}$  a  $200^{\circ}\text{C}$ . Pri  $300^{\circ}\text{C}$  lesná piesočnatá pôda listnatého lesa dosahuje extrémnu vodoodpudivosť. Možno konštatovať že ohrev piesočnej pôdy v listnatom lese spôsobuje extrémnu vodoodpudivosť. Vodoodpudivosť zaniká pri  $400^{\circ}\text{C}$  na piesočnej pôde listnatého lesa a do  $900^{\circ}\text{C}$  sme nezistili zmenu vo vodoodpudivosti lesnej piesočnej pôdy.



**Obr. 2. Priemerný čas infiltrácie kvapky vody do pôdy v závislosti od teploty, ktorá na pôdu pôsobila.**

Zmeny času infiltrácie kvapky vody do pôdy, ktoré sme graficky znázornili môžu byť spôsobené druhovo rozličnými lesnými porastami, ihličnatý a listnatý les. Lesné porasty na povrchu minerálnej piesočnej lesnej pôdy tvoria organický horizont, ktorý môže mať vplyv na vodooodpudivosť minerálneho horizontu lesnej pôdy. Vplyvom času sa organický horizont rozkladá a niektoré organické látky prenikajú do minerálneho horizontu. Zánik vodooodpudivosti pôdy možno vysvetliť vysokými teplotami od 400 °C do 500 °C zahrievania minerálnej lesnej pôdy spálením chemických látok, ktoré spôsobujú vodooodpudivosť. Zvýšenie vodooodpudivosti pôdy spôsobujú organické uhlíkové povlaky.

## ZÁVER

Možno konštatovať, že vplyv teploty na vodooodpudivosť pôdy pod druhovo rozličnými porastami lesa na piesočnej pôde nie je rovnaký. Zvyšovanie teploty môže zvýšiť vodooodpudivosť pôdy alebo vodooodpudivosť pôdy môže zanikúť. Rozdielne zmeny vodooodpudivosti pôdy minerálnej zložky piesočnej lesnej pôdy v závislosti od teploty sme zistili na každom výskumnom bode. Vplyvom času pod ihličnatým lesným porastom vzniká stabilná extrémna vodooodpudivosť pôdy, ktorú teplota požiaru výrazne nemení. Pod listnatým lesom vplyvom požiaru vzniká extrémna vodooodpudivosť pôdy pri 300 °C, ktorá vzniká so slabej vodooodpudivosti pri 20 °C, 100 °C a 200 °C. Význam vodooodpudivosti pôdy pre hydrológiu po požiare. Vodooodpudivosť pôdy spôsobuje zníženú infiltráciu, zvýšený povrchový odtok a eróziu.

## Poděkovanie

Publikácia je výsledok implementácie projektu VEGA Grantovej Agentúry 2/0035/23 Vplyv ohrevu na hydrofyzikálne a chemické vlastnosti lesnej pôdy.

## LITERATÚRA

- Arcenegui, V., Mataix-Solera, J., Guerrero, C., Zornoza, R., Mayoral, A., M., Morales, J. (2008): Factors controlling the water repellency induced by fire in calcareous Mediterranean forest soils. European Journal of Soil Science, 58, 2008, 1254–1259. 10.1111/j.1365-2389.2007.00917.x
- Atlas krajiny Slovenskej republiky (2002): Bratislava: Ministerstvo životného prostredia SR a Banská Bystrica: Slovenská agentúra životného prostredia, 2002, 344 s. ISBN 80-88833-27-2.

*Electronic Book*  
*Contemporary Challenges in Environmental Research*

- Campbell, G., Jungbauer, J., Bristow, K., Hungerford, R. (1995): Soil Temperature and Water Content Beneath a Surface Fire. *Soil Science*, 159, 1995, 363–374. DOI:10.1097/00010694-199506000-00001
- Certini, G. (2005): Effects of fire on properties of forest soils: a review. *Ecologia*, 143, 1, 1–10. DOI: 10.1007/s00442-004-1788-8.
- DeBano, L.F., Savage, S.M. and Hamilton, D.A. (1976): The Transfer of Heat and Hydrophobic Substances During Burning. *Soil Science Society of America Journal*, 40, 1976, 779–782. <https://doi.org/10.2136/sssaj1976.03615995004000050043x>
- DeBano, L. F. (1981): Water repellent soils: a state-of-the-art. *Gen. Tech. Rep. PSW-GTR-46*. Berkeley, CA: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Southwest Forest and Range Experiment Station, 21 p.
- DeBano, L. F., Neary, D. G., Ffolliott, P. F. (1998): A comprehensive exploration of the effects of fires-in forests and other environments-on soils, watersheds, vegetation, air and cultural resources. *Fire's Effects on Ecosystems*, 352 p. ISBN 0-471-16356-2.
- DeBano, L. F., (2000): The role of fire and soil heating on water repellency in wildland environments: a review. *Journal of Hydrology*, 231-232, 2000, 195–206. ISSN 0022-1694. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00194-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00194-3)
- DeBano, L.F., Krammes, J. S. (1966): Water repellent soils and their relation to wildfire temperatures, international association of scientific hydrology. *Bulletin*, 11, 2, 14–19, doi: 10.1080/0262666609493457
- Dekker, L., Ritsema, C., J., Oostindie, K., Boersma, O., H., (1998): Effect of drying temperature on the severity of soil water repellency. *Soil Science*, 163, 10, 780–796. DOI: 10.1097/00010694-199810000-00002
- Doerr, SH, Dekker, LW, Ritsema, CJ, Shakesby, RA a Bryant, R. (2002): Water repellency of soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 66, 2002, 401–405. <https://doi.org/10.2136/sssaj2002.4010>
- Doerr, S.,H., Blake, W.,H., Shakesby, R.,A., Stagnitti, F., Vuurens, S.,H., Humphreys, G., S., Wallbrink, P. (2004): Heating effects on water repellency in Australian eucalypt forest soils and their value in estimating wildfire soil temperatures. *International Journal of Wildland Fire*, 13, 2, 157–163.
- Fox D. M., Darboux F., Carregá P. (2007): Effects of fire-induced water repellency on soil aggregate stability, splash erosion, and saturated hydraulic conductivity for different size fractions. *Hydrological Processes*, 21, 2007, 2377–2384.
- 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\\_14](https://doi.org/10.1007/978-3-540-74231-9_14)
- Kettridge, N., Humphrey, R., E., Smith, J., E., Lukenbach, M., C., Devito, K., J., Petrone, R., M., (2014): Burned and unburned peat water repellency: implications for peatland evaporation following wildfire. *J. Hydrol.*, 513, 2014, 335–341.
- Mataix-Solera, J., Arcenegui, V., Guerrero, C., Jordán, M., M., Dlapa, P., Tessler, N., Wittenberg, L. (2008): Can terra rossa become water repellent by burning? A laboratory approach, *Geoderma*, 147, 2008, 178–184. DOI:10.1016/j.geoderma.2008
- Martinez S. I., Contreras C.A., 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*, 822, 2022, 153654. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.153654>.
- Robichaud, P. R., Hungerford, R. D. (2000): Water repellency by laboratory burning of four northern Rocky Mountain forest soils. *Journal of hydrology*, 231, 2000, 207–219. DOI:10.1016/S0022-1694(00)00195-5
- Varela, M., E., Benito, E., de Blas, E. (2005): Impact of wildfires on surface water repellency in soils of northwest Spain. *Hydrological processes*, 19, 18, 3649–3657. DOI:10.1002/hyp.5850

# **SCENÁRE TEPLITOY VZDUCHU A RELATÍVNEJ VLHKOSTI VZDUCHU V HURBANOVE V OBDOBÍ DO ROKU 2100 NA ZÁKLADE VÝSTUPOV Z REGIONÁLNYCH KLIMATICKÝCH MODELOV MPI a KNMI**

**Marián Melo, Martin Gera**

Comenius University Bratislava, Faculty of Mathematics, Physics and Informatics

*Korešpondenčný autor: Marián Melo, Comenius University Bratislava, Faculty of Mathematics, Physics and  
Informatics, Mlynská dolina, 842 48 Bratislava, melo@fmph.uniba.sk*

## **ABSTRACT**

In the contribution, we evaluate the results that were achieved for the air temperature and relative air humidity in Hurbanovo based on the measurements, and we prepared a scenario for their further development until the year 2100 (in a daily step) based on the outputs of the MPI and KNMI regional climate models (with SRES A1B emission scenario). Attention is also paid to singularities in the annual course of air temperature and the duration of some typical air temperatures spells ( $T \leq 0^\circ\text{C}$ ,  $T \geq 5^\circ\text{C}$ ,  $T \geq 10^\circ\text{C}$ ,  $T \geq 15^\circ\text{C}$ ,  $T \geq 20^\circ\text{C}$ ,  $T \geq 25^\circ\text{C}$ ) at Hurbanovo in different periods. The obtained results show that the air temperature in Hurbanovo has been increasing from 1901 to the present, and according to the climate models, this growth will continue until the end of this century. The results of the average annual relative humidity in Hurbanovo show a gradual slight decrease in different periods between 1901 and 2020 and, according to both climate models, a further slight decrease at the end of this century.

**Keywords:** air temperature, relative humidity, climate scenarios, regional climate models

## **ÚVOD**

Podľa 6. správy IPCC celkový nárast globálnej povrchovej teploty spôsobenej ľudskou činnosťou od obdobia 1850-1900 do 2010-2019 dosiahol hodnotu približne  $0,8^\circ\text{C}$  až  $1,3^\circ\text{C}$ , s najpravdepodobnejším odhadom  $1,07^\circ\text{C}$  (IPCC, 2021). Vyhodnoteniu teplotných charakteristik a spracovaniu teplotných scenárov sa na regionálnej úrovni venuje veľká pozornosť (Frick a kol. 2014, Jaczewski a kol. 2015, Výberčí a kol. 2018, Zhan a kol. 2020, Koenig a kol. 2020, Brecht a kol. 2020, Trimmel a kol. 2021, Milovanović a kol. 2021, Zahradníček a kol. 2021, Lukasová a kol. 2021, Garry a Bernie, 2023). Mnoho prác je venovaných aj vyhodnoteniu vlhkosti vzduchu, úlohe vodnej pary v atmosfére, evapotranspirácie, ako napríklad Unkaševič (1996), Frick a kol. (2014), Wang a kol. (2020), Lapin a Damborská (2021), Szabóová (2021), Pavelková a kol. (2021), Damborská a Lapin (2023).

Prehľad scenárov klimatickej zmeny pripravených na Slovensku, ako aj vyhodnotené časové rady niektorých scenárov klimatickej zmeny na Slovensku (ako je teplota vzduchu, zrážky, potenciálna a aktuálna evapotranspirácia, nová snehová pokrývka, sucho), sme priniesli v našich predchádzajúcich prácach, ako napríklad Bochníček a kol. 2017, Gera a kol. 2019, Melo a Gera 2021. Z doterajších výsledkov ohľadom vlhkosti vzduchu na Slovensku vyplýva, že priemerná ročná relatívna vlhkosť vzduchu a priemerná vlhkosť vzduchu teplého polroka (apríl – september) by mala mať do roku 2100 len nevýznamný klesajúci trend alebo žiadny trend. Na druhej strane trend deficitu nasýtenia vodnej pary bude pravdepodobne pozitívny pre celú krajinu, pričom väčší nárast tohto deficitu sa očakáva v teplom polroku pre južné nížiny Slovenska (Gera a kol. 2019). Úlohe vodnej pary v procese zmeny klímy na Slovensku sa venovali Lapin a Damborská (2021), z ich výsledkov vyplýva, že klimatická zmena sa prejavuje na zmenách vlhkostných charakteristik v období 1961–2020 podstatne viac ako predpokladali

klimatické modely KNMI a MPI so stredným emisným scenárom SRES A1B, takže by sme mali bráť do úvahy skôr extrémnejšie (pesimistickejšie) scenáre. To sa zrejme prejaví na raste počtu nepriaznivých dní a období ovplyvnených rastom teploty, vlhkosti vzduchu a sýtostného doplnku a poklesom relatívnej vlhkosti vzduchu na celom Slovensku. Týkať sa to bude tak výskytu suchých období ako aj intenzívnych zrážok a dní s pocitom dusna. Rast sýtostného doplnku ovplyvní predovšetkým zvyšujúcu sa potenciálnu evapotranspiráciu (Lapin a Damborská 2021). Podľa Szabóovej (2021) postupné zvyšovanie teploty vzduchu v období 1981-2020 ovplyvňuje častejší výskyt dusného počasia v Hurbanove.

Náš aktuálny príspevok nadvázuje na predchádzajúci článok (Melo a Gera, 2021), kde sme vyhodnotili scenáre ročného chodu teploty vzduchu (v mesačnom kroku) pre 30-ročné normálkové obdobie na konci tohto storočia 2071-2100, získané z výstupov dvoch regionálnych klimatických modelov MPI a KNMI, a to pre 45 meteorologických staníc na území Slovenska, pričom na ukážku sme tu publikovali jednotlivo výsledky pre 10 staníc a súhrne pre 45 staníc. Tieto výsledky sme porovnali s reálnym stavom ročného chodu teploty vzduchu, ktorý bol na týchto staniciach nameraný v obdobiach 1951-1980 a 1991-2020. U vybraných staníc sme sa vo vtedajšom článku zamerali iba na mesačné a ročné hodnoty teploty vzduchu. Na tomto mieste budeme venovať pozornosť výsledkom, ktoré sme dosiahli z výstupov tých istých klimatických modelov MPI a KNMI, a to v dennom kroku na príklade meteorologickej stanice v Hurbanove. Vyhodnotíme tu výsledky pre teplotu vzduchu a relatívnu vlhkosť vzduchu.

## METÓDY

Výber vhodných regionálnych klimatických modelov MPI a KNMI a výber typu emisného scenáru SRES A1B sme zdôvodnili v našej predchádzajúcej práci (Melo a Gera, 2021), kde sme uviedli aj metodiku, ktorú sme použili na výpočet teploty vzduchu z gridových bodov modelu do miesta merania meteorologických údajov. V tomto príspevku pracujeme s tými istými výstupmi modelov, avšak vyhodnocujeme scenáre ročného chodu teploty vzduchu v dennom kroku pre posledné 30-ročné normálkové obdobie tohto storočia 2071-2100, pričom na tomto mieste vyhodnocujeme iba výsledky pre meteorologickú stanicu Hurbanovo. Výsledky porovnávame s reálnym stavom ročného chodu teploty vzduchu, ktorý bol na tejto stanici dosiahnutý na základe meraní v období 1951-1980 a 1971-2000. Rovnako táto metodika je platná aj pri vyhodnocovaní ďalšieho klimatologického prvku, ktorému venujeme pozornosť v tomto príspevku, a to relatívnej vlhkosti vzduchu pre Hurbanovo (na základe výstupov tých istých klimatických modelov v dennom kroku).

Singularity v ročnom chode teploty vzduchu na príklade Hurbanova a trvanie niektorých významných teplotných období v Hurbanove sme študovali pre obdobia 1951-1980, 1971-2000 a 2071-2100 s použitím 7-dňového kĺzavého priemeru v ročnom chode.

Podobne sme postupovali aj pri ročnom chode priemernej relatívnej vlhkosti vzduchu v Hurbanove, kde sme použili zhľadenie 7-dňovým kĺzavým priemerom pre obdobia s nameranými údajmi 1951-1980, 1971-2000 a 1991-2020 a pre obdobie 2071-2100 na základe výstupov z klimatických modelov MPI a KNMI. Pri charakterizovaní priemernej ročnej relatívnej vlhkosti vzduchu v Hurbanove sme použili rôzne normálkové obdobia medzi rokmi 1901 a 2020.

Údaje z nameraných denných hodnôt teploty vzduchu a relatívnej vlhkosti vzduchu pre Hurbanovo sme získali od SHMÚ Bratislava.

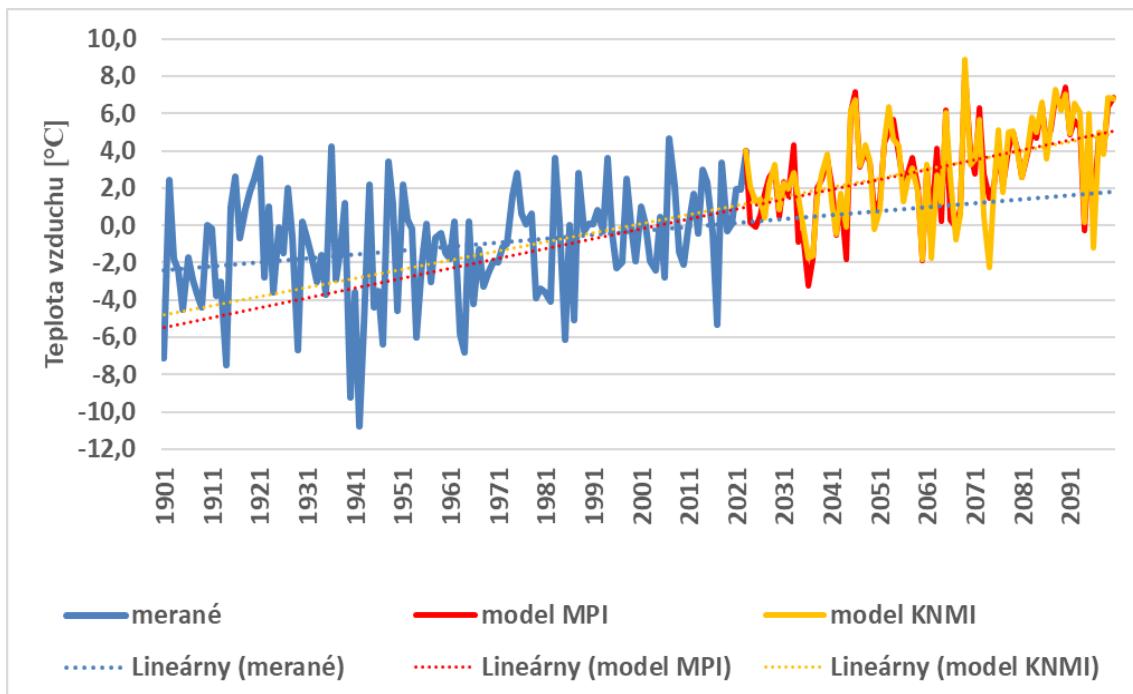
### ***Teplota vzduchu v Hurbanove v rokoch 1901-2100***

V období 1901-2023 vzrástli v Hurbanove priemerné mesačné teploty vzduchu v najchladnejšom i v najteplejšom mesiaci roka (Obr. 1 a 2). Tak napríklad podľa lineárneho trendu v tomto období dosahuje teplotný nárast v januári hodnotu +2,5 °C (z -2,4 °C v roku

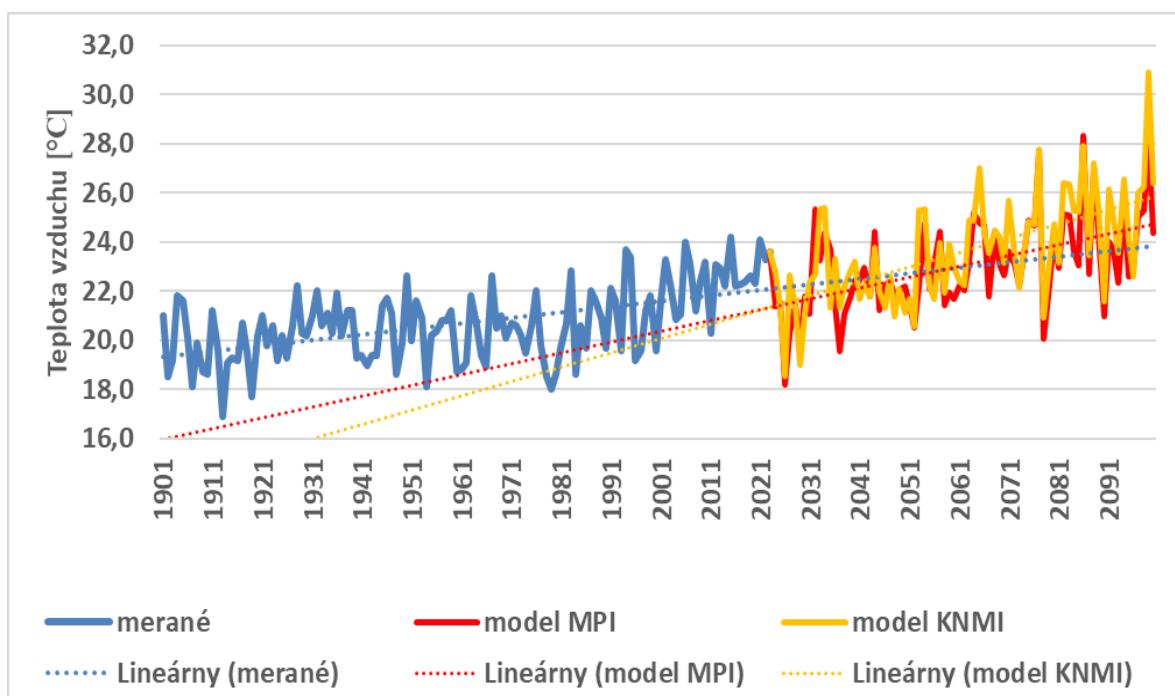
1901 na +0,1 °C v roku 2023) a v júli hodnotu +2,8 °C (z 19,3 °C v roku 1901 na +22,1 °C v roku 2023). Na základe scenárov, vychádzajúcich z výstupov klimatických modelov MPI a KNMI, môžeme konštatovať, že teplotný rast bude kontinuálne pokračovať aj nadálej počas celého 21. storočia (Obr. 1 a 2). Priemerná mesačná teplota vzduchu v januári sa v roku 2100 v porovnaní s rokom 2023 v Hurbanove zvýší na základe lineárneho trendu o +4,8 °C v prípade modelu KNMI a o +4,9°C podľa modelu MPI a mohla by tak v roku 2100 dosahovať hodnotu približne +4,9 °C (KNMI), resp. +5,0 °C (MPI). Priemerná mesačná teplota vzduchu v júli by v Hurbanove podľa modelu MPI mohla na základe tohto lineárneho trendu v roku 2100 dosiahnuť hodnotu 24,7 °C (čo je nárast o 2,6 °C medzi rokmi 2023 a 2100) a podľa modelu KNMI dokonca až 25,8 °C (nárast o 3,7°C medzi rokmi 2023 a 2100).

Na Obr. 3 je vidieť ročný chod teploty vzduchu v Hurbanove (zhladený 7-dňovým kĺzavým priemerom) v rôznych obdobiah, a to 1951-1980 a 1971-2000 (na základe meraných údajov) a 2071-2100 (na základe výstupov z klimatických modelov MPI a KNMI). Priemerná ročná teplota vzduchu v Hurbanove dosiahla pri použití 7 dňového kĺzavého priemeru v období 1951-1980 hodnotu 10,0 °C, v období 1971-2000 vzrástla na 10,3 °C. Podľa scenárov na základe klimatického modelu KNMI by mohla v období 2071-2100 dosiahnuť hodnotu 13,8 °C a podľa modelu MPI dokonca až 14,2 °C (Obr. 3). Z tohto ročného chodu môžeme vyhodnotiť aj výsledky pre teplotné singularity v Hurbanove, ako aj dobu nástupu, ukončenia a trvania niektorých významných charakteristických teplôt vzduchu v Hurbanove, ktoré vyhodnotíme na ďalšom mieste v tomto texte.

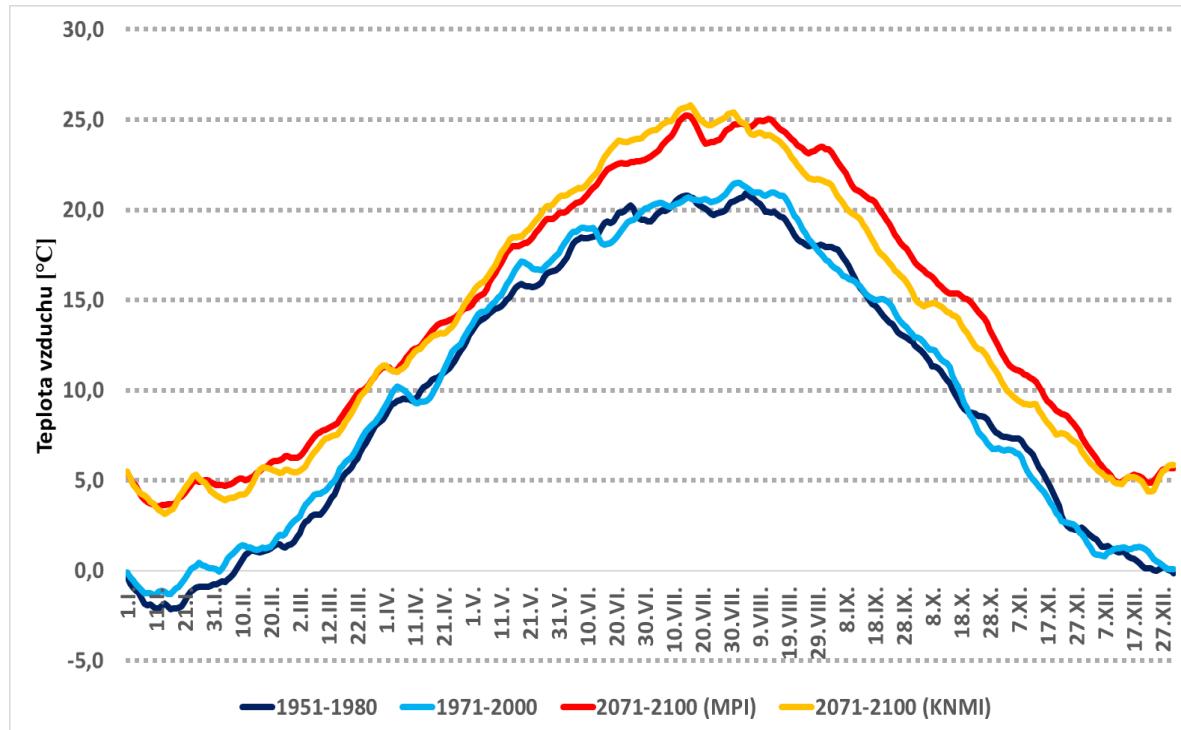
Rast priemernej dennej teploty vzduchu (pri použití 7 dňového kĺzavého priemeru) je očakávaný počas celého roka (Obr. 4 a 5). Najnižšie nárasty priemernej dennej teploty vzduchu v období 2071-2100 vychádzajú podľa obidvoch modelov na jarné mesiace apríl a máj. Podľa modelu MPI by mal byť v období 2071-2100 v porovnaní s obdobím 1971-2000 dosiahnutý v jednotlivých dňoch najmenší nárast o 0,9 °C a v porovnaní s obdobím 1951-1980 o 1,4 °C (Obr. 4). Podľa modelu KNMI vychádza v období 2071-2100 najmenší nárast pre jednotlivé dni o 0,8 °C v porovnaní s obdobím 1971-2000 a o 1,5 °C v porovnaní s obdobím 1951-1980. Naopak, najvyššie nárasty priemernej dennej teploty vzduchu v období 2071-2100 vychádzajú na jesenné a zimné mesiace. V prípade modelu MPI je to v porovnaní s obdobím 1971-2000 najviac o 6,7 °C (na konci októbra) a v porovnaní s obdobím 1951-1980 je to najviac o 6,2 °C (počas niektorých októbrových dní). V prípade modelu KNMI je to v porovnaní s obdobím 1971-2000 najviac o 5,8 °C (na konci decembra) a v porovnaní s obdobím 1951-1980 je najvyšší nárast priemernej dennej teploty vzduchu s hodnotou o 6,3 °C dosiahnutý v tretej dekáde januára (Obr. 4 a 5).



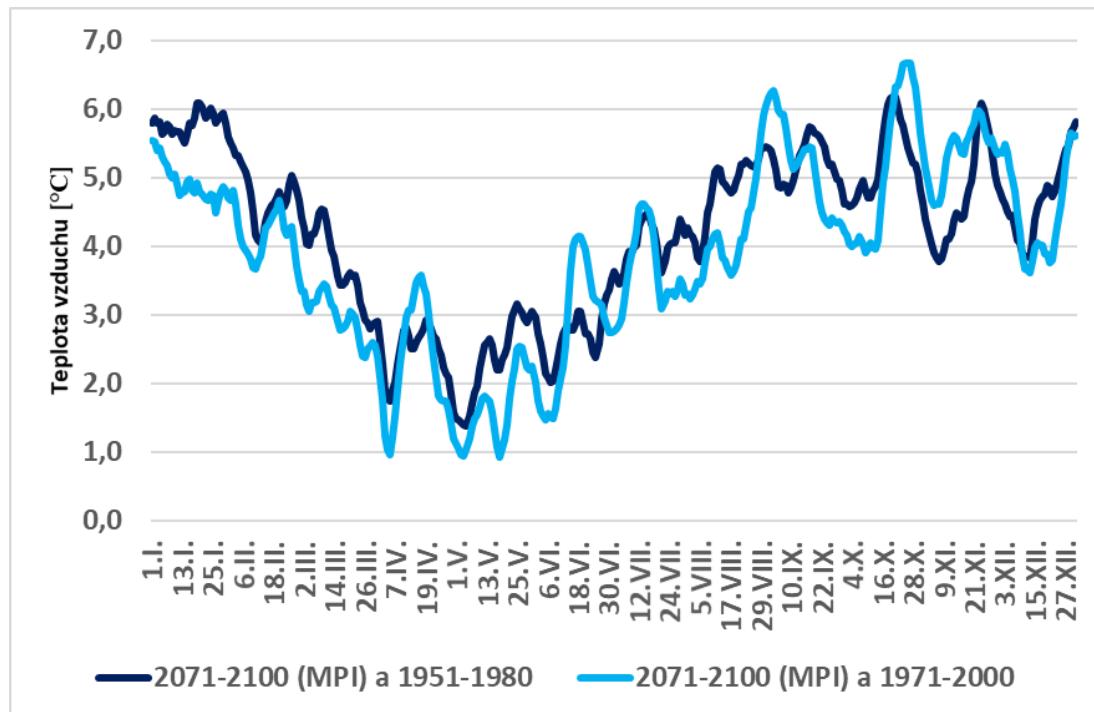
**Obr. 3.** Priemerná mesačná teplota vzduchu v januári pre Hurbanovo v rokoch 1901-2100 (v období 1901-2023 na základe meraní a v období 2024-2100 na základe klimatických modelov MPI a KNMI).



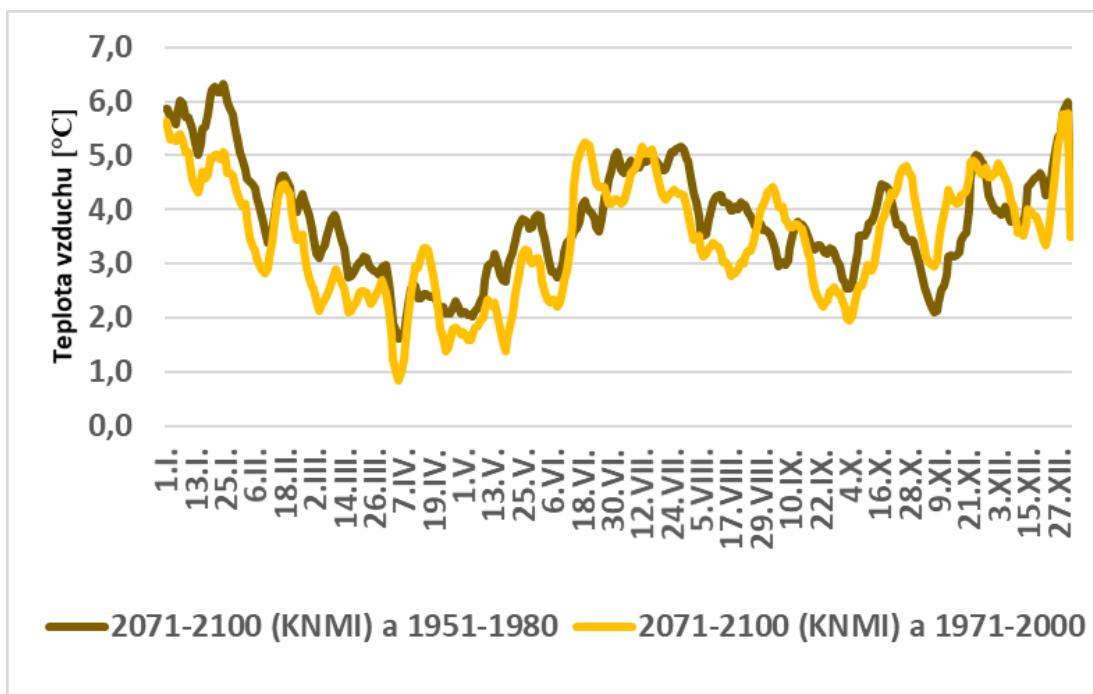
**Obr. 2.** Priemerná mesačná teplota vzduchu v júli pre Hurbanovo v rokoch 1901-2100 (v období 1901-2023 na základe meraní a v období 2024-2100 na základe klimatických modelov MPI a KNMI).



**Obr. 3.** Ročný chod teploty vzduchu [ $^{\circ}\text{C}$ ] (jeho 7-denný kĺzavý priemer) v Hurbanove v obdobiach 1951-1980, 1971-2000 a klimatický scenár založený na modelových výstupoch MPI a KNMI v období 2071-2100.



**Obr. 4.** Rast priemernej dennej teploty vzduchu [ $^{\circ}\text{C}$ ] (pri použití 7 dňového kĺzavého priemeru) v období 2071-2100 podľa modelu MPI v porovnaní s obdobiami 1951-1980, resp. 1971-2000 (na základe nameraných údajov).



**Obr. 5.** Rast priemernej dennej teploty vzduchu [°C] (pri použití 7 dňového kĺzavého priemeru) v období 2071-2100 podľa modelu KNMI v porovnaní s obdobiami 1951-1980, resp. 1971-2000 (na základe nameraných údajov).

#### *Singularity v ročnom chode teploty vzduchu v Hurbanove*

V ročnom chode sa u nás v strednej Európe vyskytujú niektoré významnejšie teplotné singularity, ktoré môžeme zretelne vidieť aj na Obr. 3. Pod pojmom teplotné singularity označujeme pomerne pravidelné odchýlky od celkového trendu počasia, podmienené zvýšeným výskytom určitých poveternostných situácií na tomto území v danej časti roku. V našej predchádzajúcej práci (Škvareninová a kol. 2009) sme študovali výskyt teplotných singularít v ročnom chode teploty vzduchu (pri použití jeho 5-denného kĺzavého priemeru) na príklade Hurbanova v troch rôznych obdobiach 20. a začiatku 21. storočia (1901-1950, 1951-2000, 1992-2006) a tiež v období 2051-2100 ako scenár z výstupov kanadského klimatického modelu. Teraz k týmto výsledkom pripájame spracovania pre 30-ročné obdobia 1951-1980, 1971-2000 a scenáre pre obdobie 2071-2100 z výstupov regionálnych klimatických modelov MPI a KNMI (pri všetkých obdobiach s použitím 7-denného kĺzavého priemeru v ročnom chode). V strednej Európe sa najčastejšie vyskytujú nasledovné singularity:

- Návrat zimy vo februári, kedy studené anticyklonálne počasie, pôvodom zo Sibírskej oblasti, sa rozšíri do Európy a začne tu ovplyvňovať klímu aj v našej oblasti. V Hurbanove sa táto singularita v období 1901-1950 prejavovala svojím výskytom priemerne od 5. do 15. februára, v období 1992-2006 však bola menej významná (Škvareninová a kol. 2009). V študovaných obdobiach 1951-1980 a 1971-2000 bola zaznamenaná približne okolo polovice februára (Obr. 3). Podľa výstupov z oboch klimatických modelov by sa mala táto singularita v ročnom chode na konci tohto storočia stále vyskytovať, a to približne v čase od konca januára do približne polovice februára, pričom podľa modelu KNMI vychádza ešte jedna vlna ochladenia aj na konci februára (Obr. 3).
- V jarnom období je charakteristický vpád studeného arktického vzduchu zo severu alebo severozápadu Európy do strednej Európy, pričom sa môže vyskytovať v rôznych dátumoch tohto obdobia (v marci, v apríli i v máji). V obdobiach 1951-2000 a 1992-

2006 sa napríklad najčastejšie vyskytovala v období medzi 4. až 12. aprílom, v tomto prípade bol arktický vzduch veľmi chladný iba vo vyšších nadmorských výškach (Škvareninová a kol. 2009). V období 1951-1980 bol tento vpád studeného vzduchu zaznamenaný medzi 6.-12. aprílom a potom opäť medzi 19.-23. májom a v období 1971-2000 medzi 6.-16. aprílom a tiež medzi 20.-26. májom (Obr. 3). Podľa scenárov z výstupov klimatických modelov by mala byť táto singularita na konci tohto storočia (2071-2100) menej významná. Prejavíť by sa mohla podľa oboch modelov medzi 1.-5. aprílom a potom opäť medzi 16.-18. májom (Obr. 3).

- Pokles teploty vzduchu, spojený s vpádom morskej vzduchovej hmoty zo západu na Slovensko, ktorý sa začína vyskytovať približne od začiatku do polovice júna. Toto vlnkejšie obdobie (zaznamenaný je zvýšený výskyt atmosférických zrážok) končí približne v druhej polovici júla (Medard). V strednej Európe je to doteraz najvýznamnejšia singularita v ročnom chode (pravdepodobnosť výskytu je približne 90%). Podľa scenárov by táto singularita mala zostať významnou aj v období 2071-2100. Podľa oboch modelov je zaznamenaný len mierny rast teploty vzduchu v tretej dekáde júna a najmä významný pokles v druhej polovici júla (Obr. 3).
- Približne na konci septembra a začiatku októbra je stredná Európa ovplyvňovaná anticyklónalnou situáciou, s typickým relatívne teplým a suchým počasím (Babie leto). Počas dňa sú dosahované relatívne vysoké hodnoty maximálnych denných teplôt vzduchu. Priemerné denné teploty vzduchu však nevykazujú nejaké významnejšie odchýlky od optimálnej (zhladenej) krivky dlhodobého ročného chodu teploty vzduchu, nakoľko v tomto období sú zaznamenávané tiež relatívne nízke hodnoty minimálnych denných teplôt vzduchu (napr. v období 1951-1980). Napriek tomu, v období 1971-2000 bola dosiahnutá mierna odchýlka od optimálnej krivky ročného chodu priemernej dennej teploty vzduchu v dňoch medzi 17.-21. septembrom (Obr. 3). Tieto priemerné denné teploty vzduchu tak dosiahli vyššie hodnoty i napriek nižším hodnotám minimálnych denných teplôt. V posledných rokoch významnosť tejto singularity u nás rastie a v súčasnosti pravdepodobnosť výskytu Babieho leta je na porovnatelnej úrovni s pravdepodobnosťou výskytu Medardovského počasia u nás. Podľa klimatického modelu KNMI sa táto singularita v období 2071-2100 na Obr. 3 prejavuje začiatkom októbra a podľa modelu MPI menej výrazne v polovici októbra.
- Koncom roku (v decembri) je u nás typický cyklonálny typ počasia, kedy sa putujúca tlaková níž od Janovského zálivu presúva smerom na severovýchod a čiastočne zachytí aj oblasť južného Slovenska. Počasie je počas tohto obdobia teplejšie a daždivejšie (tzv. vianočné oteplenie). Na konci tohto storočia by sa podľa oboch klimatických modelov táto singularita mala i naďalej vyskytovať na konci decembra, a to dokonca dosť výrazne (Obr. 3).

Dosiahnuté výsledky ohľadom výskytu singularít v ročnom chode teploty vzduchu pre Hurbanovo v období 2071-2100 na základe dvoch regionálnych klimatických modelov MPI a KNMI sú teda veľmi podobné s predchádzajúcimi výsledkami, ktoré sme dosiahli na základe výstupov kanadského klimatického modelu CGCM2 (s uvažovaným emisným scenárom SRES-A2) pre obdobie 2051-2100 (Škvareninová a kol. 2009).

#### ***Trvanie niektorých významných teplotných období v Hurbanove***

Významnou klimatickou charakteristikou je nástup, ukončenie a doba trvania teplôt s niektorými významnými charakteristickými hodnotami. Praktický význam má štúdium trvania

období s priemernou dennou teplotou vzduchu  $\leq 0^{\circ}\text{C}$  (zimné obdobie s mrazom),  $\geq 5^{\circ}\text{C}$  (veľké vegetačné obdobie),  $\geq 10^{\circ}\text{C}$  (hlavné, resp. malé vegetačné obdobie),  $\geq 15^{\circ}\text{C}$  (pravé letné obdobie), čo má súvis so živou prírodou. K týmto hodnotám sme pripojili ešte aj trvanie období s priemernou dennou teplotou vzduchu  $\geq 20^{\circ}\text{C}$  a  $\geq 25^{\circ}\text{C}$ . Študovali sme dátum nástupu a ukončenia týchto období, ako aj celkový počet dní s týmito teplotami. Tieto obdobia sme určovali na základe ročného chodu teploty vzduchu (jeho 7-denného kĺzavého priemeru) v Hurbanove pre obdobia 1951-1980, 1971-2000 a pripravili sme klimatický scenár z výstupov modelov MPI a KNMI pre obdobie 2071-2100 (Obr. 3). Pri analýze sme použili dvojakú metodiku: A, výber najdlhšieho kontinuálne trvajúceho obdobia s požadovanými hodnotami teploty vzduchu bez prerušenia, a potom B, výber celkového obdobia s požadovanou teplotou vzduchu, v rámci ktorého sa môžu vyskytnúť aj prerušenia (s uvedením celkového počtu dní v takomto období). Rozdiel vo výsledkoch medzi obidvoma použitými metódami je zanedbateľný (väčšina výsledkov vychádza rovnako) (Tab. 1).

**Tabuľka 1. Trvanie (dátum nástupu, ukončenia a celkový počet dní) niektorých významných období s teplotou vzduchu ( $T \leq 0^{\circ}\text{C}$ ,  $T \geq 5^{\circ}\text{C}$ ,  $T \geq 10^{\circ}\text{C}$ ,  $T \geq 15^{\circ}\text{C}$ ,  $T \geq 20^{\circ}\text{C}$ ,  $T \geq 25^{\circ}\text{C}$ ) v Hurbanove (s použitím 7-dňového kĺzavého priemeru) v obdobiach 1951-1980, 1971-2000 a klimatický scenár, založený na výstupoch regionálnych klimatických modelov MPI a KNMI pre obdobie 2071-2100 (A - znamená najdlhšie kontinuálne trvajúce obdobie a B - znamená celkový počet dní v období s požadovanou teplotou vzduchu)**

		1951-1980		1971-2000		2071-2100 MPI		2071-2100 KNMI	
		od - do	dni	od - do	dni	od - do	dni	od - do	dni
$\leq 0^{\circ}$	A	30.12.-8.2.	41	1.1.-22.1.	22	-	0	-	0
	B	30.12.-8.2.	41	1.1.-2.2.	23	-	0	-	0
$\geq 5^{\circ}$	A	16.3.-17.11.	247	14.3.-12.11.	244	8.2.-10.12.	306	14.2.-9.12.	299
	B	16.3.-17.11.	247	14.3.-12.11.	244	25.1.-2.1.	326	23.1.-2.1.	319
$\geq 10^{\circ}$	A	14.4.-15.10.	185	18.4.-17.10.	183	24.3.-15.11.	237	25.3.-3.11.	224
	B	14.4.-15.10.	185	18.4.-17.10.	183	24.3.-15.11.	237	25.3.-3.11.	224
$\geq 15^{\circ}$	A	13.5.-16.9.	127	10.5.-21.9.	135	2.5.-20.10.	172	30.4.-2.10.	156
	B	13.5.-16.9.	127	10.5.-21.9.	135	2.5.-20.10.	172	30.4.-2.10.	156
$\geq 20^{\circ}$	A	8.7.-21.7. a 28.7.-10.8.	2x14	30.6.-20.8.	52	3.6.-20.9.	110	26.5.-8.9.	106
	B	23.6.-10.8.	33	30.6.-20.8.	52	3.6.-20.9.	110	26.5.-8.9.	106
$\geq 25^{\circ}$	A	-	0	-	0	13.7.-17.7.	5	10.7.-19.7.	10
	B	-	0	-	0	13.7.-13.8.	9	10.7.-2.8.	17

Tieto výsledky taktiež poukazujú na otepľujúci charakter klímy v Hurbanove (Obr. 3, Tab. 1). Celkový počet dní obdobia s priemernou dennou teplotou vzduchu  $\leq 0^{\circ}\text{C}$  (zimné obdobie s mrazom) klesol medzi rokmi 1951-1980 a 1971-2000 takmer o polovicu a podľa oboch modelov sa takéto obdobie na konci tohto storočia (2071-2100) už v Hurbanove prakticky ani

vôbec nebude vyskytovať. Trvanie veľkého i malého vegetačného obdobia sa medzi rokmi 1951-1980 a 1971-2000 veľmi nezmenilo (dokonca bol u oboch zaznamenaný nepatrny pokles počtu takýchto dní), avšak podľa scenárov oboch klimatických modelov sa trvanie týchto dvoch vegetačných období na konci tohto storočia značne predĺži, o niečo viac to vychádza v prípade modelu MPI. Najvýznamnejšie zmeny vychádzajú pri obdobiach s výskytom vyšších teplôt vzduchu ( $T \geq 15^{\circ}\text{C}$  a  $T \geq 20^{\circ}\text{C}$ ), kde boli nárasty počtu dní zaznamenané už aj medzi obdobiami 1951-1980 a 1971-2000, a to najmä pri teplote vzduchu  $\geq 20^{\circ}\text{C}$ . Podľa oboch klimatických modelov sa počet takýchto teplotných dní výraznejšie zvýši na konci tohto storočia v období 2071-2100 (o niečo viac podľa modelu MPI), v prípade počtu dní s teplotou vzduchu  $\geq 20^{\circ}\text{C}$  to vychádza dokonca na viac ako dvojnásobok v porovnaní s obdobím 1971-2000. Obdobie s priemernou dennou teplotou vzduchu  $\geq 25^{\circ}\text{C}$  sa doteraz v Hurbanove nevyskytovalo, avšak podľa oboch klimatických modelov sa na konci tohto storočia (2071-2100) môže krátkodobo vyskytnúť, podľa modelu MPI by celkový počet dní v období s touto požadovanou teplotou vzduchu mohol dosiahnuť počet 9 a podľa modelu KNMI dokonca až 17.

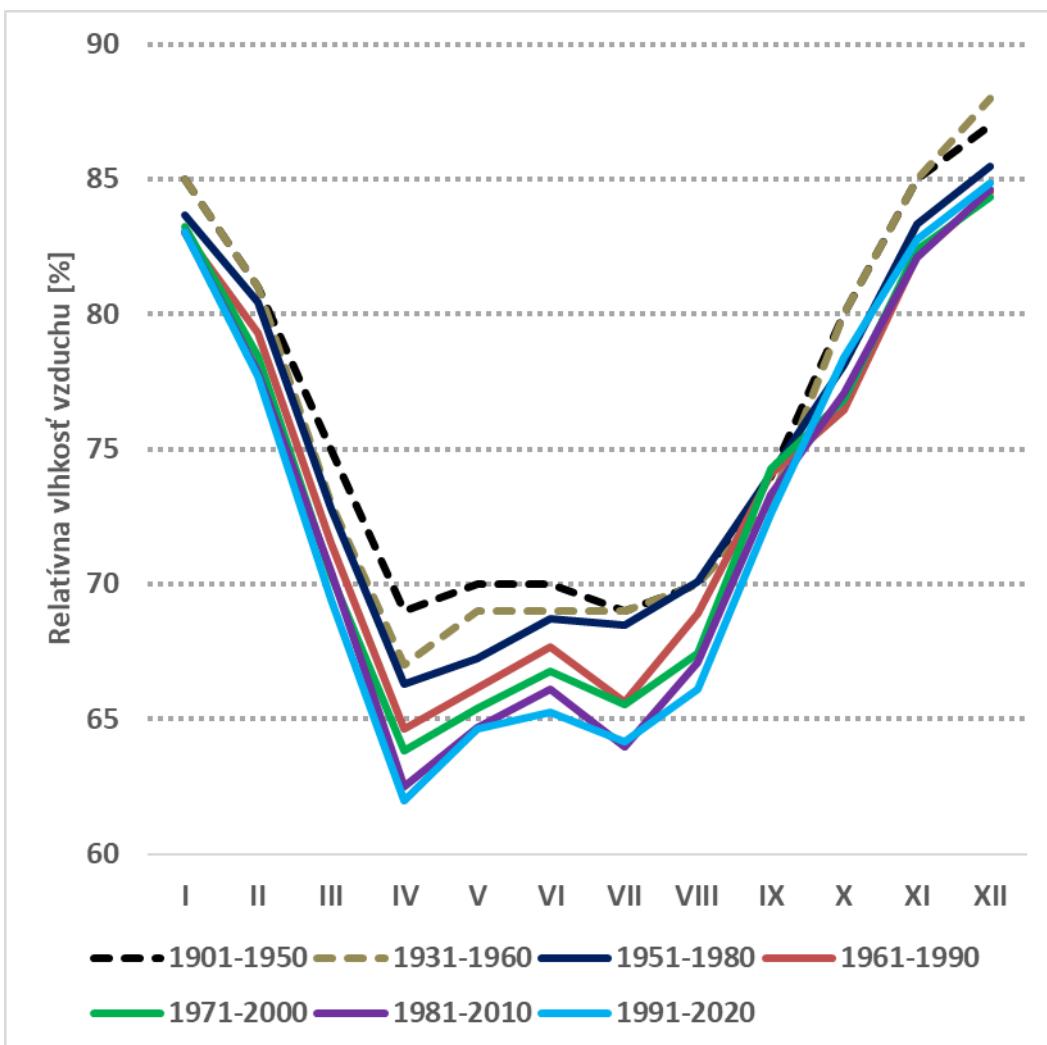
### ***Relatívna vlhkosť vzduchu v Hurbanove***

Priemerná ročná relatívna vlhkosť vzduchu v Hurbanove v rôznych obdobiach medzi rokmi 1901-2020 postupne klesá. Kým v období 1901-1950 dosahovala hodnotu 76,25%, v najnovšom období 1991-2020 má hodnotu len 72,58%. Z porovania 30-ročných normálov medzi obdobiami 1951-1980 a 1991-2020 vyplýva, že priemerná ročná relatívna vlhkosť vzduchu klesla o 2,33% (Tab. 2). Podľa oboch scenárov hodnota priemernej ročnej relatívnej vlhkosti vzduchu v Hurbanove v období 2071-2100 ďalej klesne, a to viac podľa modelu MPI (na hodnotu 69,30%).

**Tabuľka 2. Priemerná ročná relatívna vlhkosť vzduchu [%] v Hurbanove v rôznych obdobiach (na základe meraní v rokoch 1901-2020 a scenár na základe modelov MPI a KNMI v rokoch 2071-2100)**

1901 - 1950	1931 - 1960	1951 - 1980	1961 - 1990	1971 - 2000	1981 - 2010	1991 - 2020	2071 - 2100 (MPI)	2071 - 2100 (KNMI)
76,25	75,75	74,90	73,67	73,23	72,74	72,58	69,30	72,20

V ročnom chode dosahuje relatívna vlhkosť vzduchu v Hurbanove (na základe priemerných mesačných údajov) v rôznych doterajších obdobiach od roku 1901 do 2020 najnižšie hodnoty zvyčajne v apríli a sekundárne v júli, na druhej strane najvyššie hodnoty sú zaznamenané v mesiacoch od októbra do februára (s maximom v decembri) (Obr. 6). Pokles medzi obdobiami 1901-1950 a 1991-2020 bol dosiahnutý v každom mesiaci, najviac v jarnom období od marca do mája, pričom maximálny pokles činí v apríli až -7,01%. Najmenší pokles medzi týmito dvomi obdobiami bol zaznamenaný v mesiacoch september (-1,40%) a október (-1,58%). V poslednom období relatívna vlhkosť vzduchu v októbri dokonca mierne rastie, napr. medzi obdobiami 1951-1980 a 1991-2020 hodnota vzrástla o 0,29% a v porovnaní s obdobím 1961-1990 dokonca o 1,98% (Obr. 6).

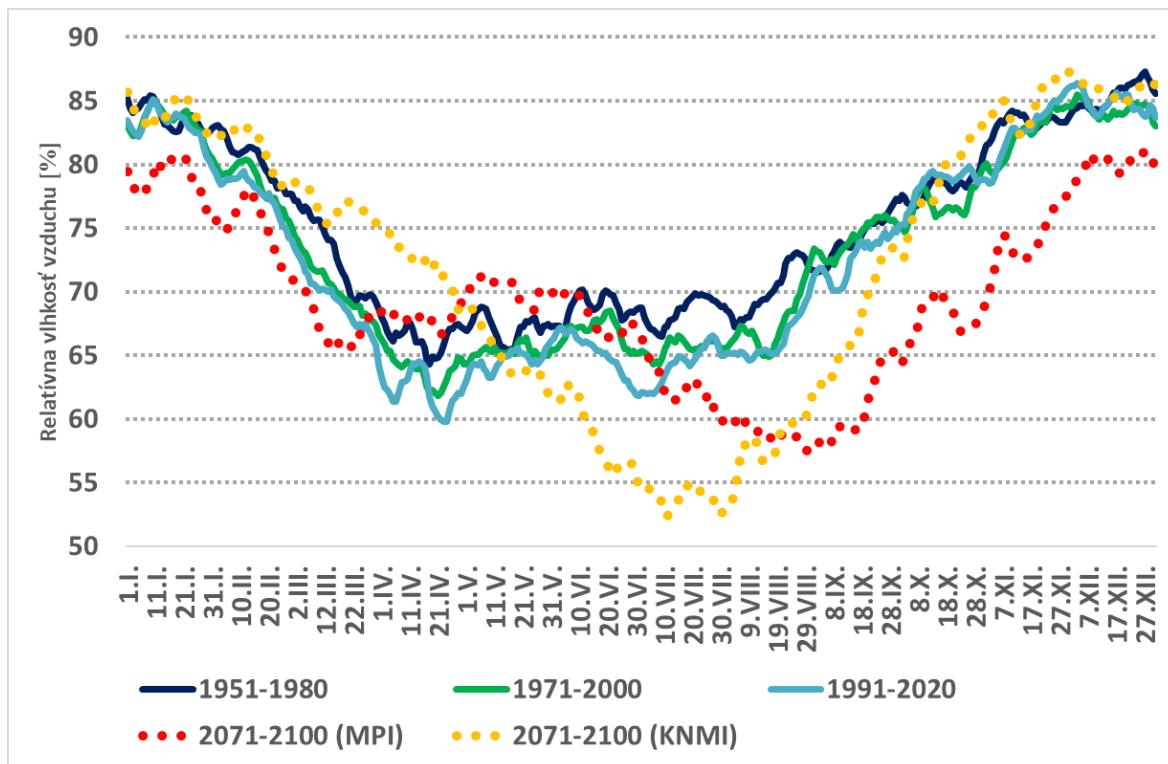


**Obr. 6.** Ročný chod relatívnej vlhkosti vzduchu [%] (v mesačnom kroku) v Hurbanove v obdobiach 1901-1950, 1931-1960, 1951-1980, 1961-1990, 1971-2000, 1981-2010 a 1991-2020 (na základe meraných údajov z SHMÚ).

Podrobnejší ročný chod relatívnej vlhkosti vzduchu v Hurbanove v rôznych obdobiach vidieť na Obr. 7, ktorý bol zostavený z denných údajov (po jeho zhadení 7-dňovým kľzavým priemerom). Na tomto obrázku je doplnený aj scenár ročného chodu na základe výstupov z regionálnych klimatických modelov MPI a KNMI pre obdobie 2071-2100. Z výsledkov vyplýva, že najvýraznejší pokles relatívnej vlhkosti vzduchu sa v Hurbanove podľa modelu MPI očakáva približne od polovice augusta do polovice novembra a podľa modelu KNMI to vychádza na obdobie približne od polovice júna do polovice septembra. Obidva modely sa zhodujú na raste relatívnej vlhkosti vzduchu v Hurbanove v apríli, pričom vyšší nárast je vidieť v prípade modelových výsledkov KNMI. Pri porovnaní oboch modelov je vidieť nesúlad medzi výsledkami v marci, kedy MPI dáva pokles relatívnej vlhkosti vzduchu na rozdiel od vykazovaného nárastu pri modeli KNMI v porovnaní s doterajším stavom a tiež v mesiaci máj a na začiatku júna, kedy naopak model MPI dosahuje nárast a KNMI pokles v porovnaní so súčasným stavom (Obr. 7).

V období 2071-2100 by podľa modelu MPI malo byť dosahované hlavné minimum relatívnej vlhkosti vzduchu v Hurbanove na prelome augusta a septembra s hodnotou priemerne okolo 58%, sekundárne minimum na začiatku druhej polovice marca s hodnotami okolo 65,5% a hlavné maximum v decembri a v januári s hodnotou nad 80%. Podľa modelu KNMI by najnižšie hodnoty relatívnej vlhkosti vzduchu (menej ako 55%) v Hurbanove mali byť

dosahované v období od začiatku júla do začiatku augusta a najvyššie hodnoty relatívnej vlhkosti vzduchu v mesiacoch november, december a január (viac ako 85%) (Obr. 7)



Obr. 7. Ročný chod priemernej relatívnej vlhkosti vzduchu [%] v Hurbanove v obdobiach 1951-1980, 1971-2000, 1991-2020 (na základe meraní a po zhladení 7-dňovým kĺzavým priemerom) a v období 2071-2100 (na základe výstupov z klimatických modelov MPI a KNMI a po zhadení 7-dňovým kĺzavým priemerom).

## ZÁVER

Z dosiahnutých výsledkov vyplýva, že teplota vzduchu v Hurbanove sa od roku 1901 do súčasnosti zvyšuje a podľa regionálnych klimatických modelov MPI a KNMI bude tento rast pokračovať do konca tohto storočia aj ďalej. Nárast sa týka nielen priemernej ročnej teploty vzduchu, najteplejsieho i najchladnejšieho mesiaca, ale tiež priemernej dennej teploty vzduchu počas celého roku. Podobné singularity v ročnom chode, aké sme tu mali doteraz, by sa podľa scenárov mohli vyskytovať aj na konci tohto storočia, výraznejšie v porovnaní so súčasným stavom sa z nich môže prejaviť najmä vianočné oteplenie na konci roka. Čo sa týka trvania niektorých významných teplotných období v Hurbanove, tak najvýraznejšie rozdiely sme na jednej strane dosiahli v prípade trvania obdobia s nízkymi teplotami vzduchu ( $T \leq 0^{\circ}\text{C}$ ), ktorých celkový počet takýchto dní sa medzi obdobiami 1951-1980 a 1971-2000 znížil a v budúcnosti (v období 2071-2100) by sa podľa oboch klimatických modelov MPI a KNMI v Hurbanove ani nemal vyskytovať a na druhej strane v prípade trvania obdobia s vysokými hodnotami teploty vzduchu ( $T \geq 15^{\circ}\text{C}$  a  $T \geq 20^{\circ}\text{C}$ ), kde bol zistený významný nárast celkového počtu dní s takýmito teplotami vzduchu. V Hurbanove môžeme dokonca podľa oboch klimatických modelov očakávať na konci tohto storočia výskyt nového obdobia s  $T \geq 25^{\circ}\text{C}$ .

Výsledky ohľadom priemernej ročnej relatívnej vlhkosti vzduchu v Hurbanove ukazujú na postupný mierny pokles v rôznych obdobiach medzi rokmi 1901-2020 a podľa oboch klimatických modelov taktiež i na ďalší mierny pokles na konci tohto storočia. Najvýraznejší pokles relatívnej vlhkosti vzduchu sa v Hurbanove podľa modelu MPI očakáva približne od

polovice augusta do polovice novembra a podľa modelu KNMI to vychádza na obdobie približne od polovice júna do polovice septembra. Na druhej strane by sa v zhode podľa oboch modelov mala na konci 21. storočia v porovnaní so súčasným stavom zvýšiť relatívna vlhkosť vzduchu v Hurbanove v apríli.

## **Poděkovanie**

Táto publikácia vznikla vďaka podpore v rámci Operačného programu Integrovaná infraštruktúra pre projekt: „Údajová a vedomostná podpora pre systémy rozhodovania a strategického plánovania v oblasti adaptácie poľnohospodárskej krajiny na klimatické zmeny a minimalizáciu degradácie poľnohospodárskych pôd“ (kód ITMS2014+ 313011W580), spolufinancovaný zo zdrojov Európskeho fondu regionálneho rozvoja.

Táto práca bola tiež podporená Agentúrou na podporu výskumu a vývoja v rámci projektu č. APVV-20-0374 a č. DS-FR-22-0017.

Použité boli údaje z meteorologickej stanice SHMÚ pre Hurbanovo a výstupy z klimatických modelov MPI a KNMI.

## **LITERATÚRA**

- Bochníček, O., Mikulová, K., Lapin, M., Gera, M., Melo, M. (2017): Vývoj a prognóza meteorologického sucha na Slovensku. In: Fendeková, M., Poórová, J., Slivová, V. (Eds.) (2017): Hydrologické sucho na Slovensku a prognóza jeho vývoja. Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Bratislava, 51–99. ISBN 978-80-223-4398-5.
- Brech B. M., Schädler, G., Schipper, J. W. (2020): UTCI climatology and its future change in Germany – an RCM ensemble approach. Meteorol. Zeitschrift, 29, 2020, 97–116.
- Damborská, I., Lapin, M. (2023): Changes and variability of evapotranspiration sums in Slovakia in 1951–2021. Contributions to Geophysics and Geodesy, 53, 3, 241–270.
- Frick, C., Steiner, H., Mazurkiewicz, A., Riediger, U., Rauthe, M., Reich, T., Gratzki, A. (2014): Central European high-resolution gridded daily data sets (HYRAS): Mean temperature and relative humidity. Meteorologische Zeitschrift, 23, 1, 15–32.
- Garry, F., Bernie, D. (2023): Characterizing temperature and precipitation multi-variate biases in 12 and 2.2 km UK Climate Projections. International Journal of Climatology, 43, 6, 2879–2895.
- Gera, M., Damborská, I., Lapin, M., Melo, M. (2019): Climate Changes in Slovakia: Analysis of Past and Present Observations and Scenarios of Future Developments. In: Negm, A.M., Zeleňáková, M. (eds.): Water Resources in Slovakia: Part II – Climate Change, Drought and Floods. Springer International Publishing AG, 21–47. (ISBN 978-3-319-92864-7).
- IPCC (2021): Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2391 pp., doi:10.1017/9781009157896
- Jaczewski, A., Brzoska, B., Wibig, J. (2015): Comparison of temperature indices for three IPCC SRES scenarios based on RegCM simulations for Poland in 2011–2030 period. Meteorologische Zeitschrift, 24, 1, 99–106.
- Koenigk, T., Bärring, L., Matei, D., Nikulin, G., Strandberg, G., Tyrlis, E., Wang, S., Wilcke, R. (2020): On the contribution of internal climate variability to European future climate trends, Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography, 72, 1, 1–17, DOI: 10.1080/16000870.2020.1788901.
- Lapin, M., Damborská, I. (2021): Úloha vodnej pary v procese zmeny klímy na Slovensku. Meteorologický časopis, 24, 2, 67–74.
- Lukasová, V., Škvareninová, J., Bičárová, S., Sitárová, Z., Hlavatá, H., Borsányi, P., Škvarenina, J. (2021): Regional and altitudinal aspects in summer heatwave intensification in the Western Carpathians. Theoretical and Applied Climatology, 146, 3-4, 1111–1125.

*Electronic Book*  
*Contemporary Challenges in Environmental Research*

- Melo, M., Gera, M. (2021): Scenáre teploty vzduchu pre vybrané stanice na území Slovenska v období 2071-2100 podľa regionálnych klimatických modelov MPI a KNMI, 310-316. In: Botyanszká, L., Vitková, J. (eds.), 2021. Hydrological Processes in the Soil–Plant–Atmosphere System. IH SAS, E-Book, Bratislava, p. 317. ISBN: 978-80-89139-50-7.
- Milovanović, B., Schubert, S., Radovanović, M., Vakanjac, V.R., Schneider, Ch. (2021): Projected changes in air temperature, precipitation and aridity in Serbia in the 21st century. International Journal of Climatology, <https://doi.org/10.1002/joc.7348>.
- Pavelková, D., Kandra, B., Tall, A., Gomboš, M., Hlavatá, H. (2021): Porovnanie trendového vývoja základných hydrometeorologických prvkov s ich trendovým vývojom v normálových obdobiach, 274-285. In: Botyanszká, L., Vitková, J. (eds.), 2021. Hydrological Processes in the Soil–Plant–Atmosphere System. IH SAS, E-Book, Bratislava, p. 317, ISBN: 978-80-89139-50-7.
- Szabóová, K. (2021): Zvyšuje sa v Hurbanove počet dusných dní? Meteorologický časopis, 24, 2, 75–83.
- Škvareninová, J., Čaňová, I., Domčeková, D., Leštianska, A., Melo, M., Mezeyová, I., Mezey, J., Paule, L., Pokladníková, H., Rožnovský, J., Slobodník, B., Středa, T., Střelcová, K., Šiška, B., Škvarenina, J. (2009): Fenológia rastlín v meniacich sa podmienkach prostredia. Vydatel'stvo Technickej univerzity, Zvolen, 103p. ISBN 978-80-228-2059-2.
- Trimmel, H., Weihs, P., Faroux, S., Formayer, H., Hamer, P., Hasel, K., Laimighofer, J., Leidinger, D., et al (2021): Thermal conditions during heat waves of a mid-European metropolis under consideration of climate change, urban development scenarios and resilience measures for the mid-21st century. Meteorologische Zeitschrift, 30, 1, 9–32.
- Unkašević, M. (1996): Analysis of atmospheric moisture in Belgrade, Yugoslavia. Meteorologische Zeitschrift, 5, 3, 121–124.
- Výberčí, D., Pecho, J., Faško, P., Bochníček, O (2018): Warm and cool spells in Slovakia, 1951 – 2017, in the context of climate change. Meteorologický časopis, 21, 2, 101–108.
- Wang X., Jiang D., Lang, X. (2020): Future changes in Aridity Index at two and four degrees of global warming above preindustrial levels, Internat.J. Climatol., 2020. DOI: 10.1002/joc.6620Int.
- Zahradníček, P., Brázdil, R., Štěpánek, P., Trnka, M. (2021): Reflections of global warming in trends of temperature characteristics in the Czech Republic, 1961–2019. International Journal of Climatology, 41, 2021, 1211–1229.
- Zhan, W., He, X., Sheffield, J., Wood, E.F. (2020): Projected Seasonal Changes in Large-Scale Global Precipitation and Temperature Extremes Based on the CMIP5 Ensemble, J Climate, 33, 13, 5651–5671.

# SNOW ACCUMULATION AND SNOW COVER IN SLOVAKIA IN THE 1921 – 2023 PERIOD

**Ladislav Markovič<sup>1,2</sup>, Pavel Faško<sup>1</sup>, Oliver Bochníček<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Slovak Hydrometeorological Institute, Bratislava

<sup>2</sup> Faculty of Mathematics, Physics and Informatics, Comenius University, Bratislava

*Corresponding author: Ladislav Markovič, Slovak Hydrometeorological Institute, Jeséniova 17, 833 15 Bratislava, Slovak Republic, ladislav.markovic@shmu.sk*

## **ABSTRACT**

Snow cover and its characteristics are among the meteorological indicators that are usually the most affected by the changing climate. In the complex natural conditions of Slovakia, this can mean the emergence of conflicting tendencies even within small regions. In connection with the geographical location of Slovakia, the influence of the greater continentality of the climate of eastern Slovakia, or more pronounced manifestations of the oceanic climate of the western and south-western regions of Slovakia, can also influence formation and durability of the seasonal snow cover (SC). This paper therefore presents spatio-temporal and statistical analysis of the seasonal snow cover (SC) observed at the precipitation stations located a within the territory of Slovakia during the winter season 1921/1922 – 2022/2023.

**Keywords:** snow, persistent snow cover, snow depth, climate change

## **INTRODUCTION**

Snow cover plays a crucial role in the Earth's cryosphere and has a significant impact on the regulation of the planet's climate system. It acts as a natural insulator, influencing energy balance, surface albedo, and the distribution of water resources. However, the dynamics of snow cover have been greatly affected by ongoing climate change, leading to significant implications for ecosystems, water availability, and regional climate patterns. Understanding the changes in snow cover accumulation and its relationship to a changing climate is essential for predicting future environmental conditions and informing sustainable management strategies.

One of the most apparent consequences of climate change on snow cover accumulation is the reduction in the extent and duration of seasonal snow cover. Warmer temperatures cause a greater proportion of precipitation to fall as rain rather than snow, resulting in decreased snowpack accumulation. Additionally, elevated temperatures contribute to earlier snowmelt, leading to a shorter duration of snow cover. These alterations have serious implications for water resource management, as snowpack serves as a natural reservoir, storing water during the winter months and gradually releasing it during warmer seasons. (Barnett et al., 2005, Bach et al., 2018, Mudryk et al., 2020, Notarnicola 2022, Roessler et al., 2023).

Snow cover, a vital component of the Earth's cryosphere, has a significant impact on the global climate system. It serves as a natural insulator, affects energy balance, influences surface albedo, and plays a pivotal role in shaping water resource distribution. However, the intricate dynamics of snow cover are increasingly vulnerable to the climate change. Gaining a comprehensive understanding of the evolving dynamics of snow cover accumulation is paramount in forecasting future environmental conditions and devising strategies for sustainable resource management.

One of the most apparent consequences of climate change's impact on snow cover is the perceptible reduction in both the extent and duration of seasonal snow cover, particularly evident in regions like Slovakia. The rising global temperatures, an unmistakable hallmark of

the Anthropocene era, are contributing significantly to this phenomenon. These warmer temperatures trigger a transformation in the precipitation landscape, leading to a greater proportion of precipitation falling as rain rather than snow. Consequently, the once-ample snowpack dwindles, as its accumulation dwindles in the face of the encroaching warmth. Furthermore, elevated temperatures hasten the onset of snowmelt, curtailing the duration of snow cover.

Empirical evidence from studies by Barnett et al. (2005), Bach et al. (2018), Mudryk et al. (2020), Notarnicola (2022), and Roessler et al. (2023) underscores the magnitude of these alterations and their far-reaching consequences. As snowpack serves as a natural reservoir, storing precious water resources during the winter months and gradually releasing them during the warmer seasons, its diminishing presence threatens water resource management and underscores the urgency of comprehending and mitigating the impacts of climate change on snow cover in Slovakia and similar regions (Faško et al., 2020).

To address this issue, this paper presents a spatio-temporal and statistical analysis of the seasonal SC in the form of a persistent seasonal snow cover (PSC), observed at precipitation stations situated within the territory of Slovakia throughout the winter seasons from 1921/1922 to 2022/2023.

## **DATA AND METHODS**

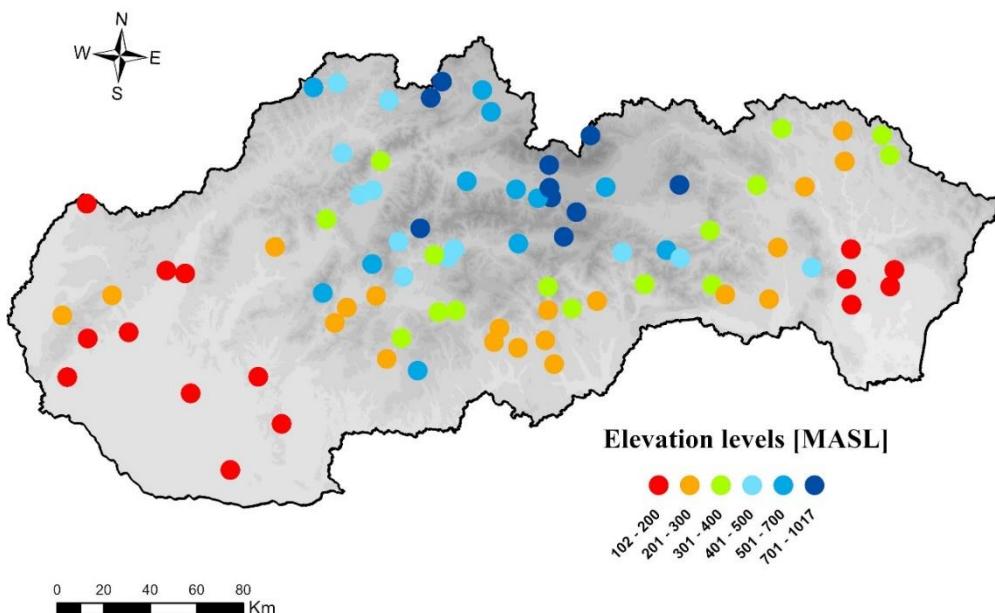
Daily snow cover depth (SCD) measurements in Slovakia were obtained from 84 precipitation stations (Fig.1), each equipped with complete and consistent SCD datasets spanning 101 winter seasons from 1921/1922 to 2022/2023. These stations were located at elevations, ranging from 102 meters above sea level (MASL) in Milhostov to 1017 MASL in Tatranská Javorina.

The SCD at each station was measured daily at 7:00 AM using a standardized snow stake. To calculate the actual snow cover depth (SCD), three measurements were taken in close proximity to each station, and the results were averaged to yield a representative value.

For our analysis, we defined Persistent Snow Cover (PSC) based on the Šamaj and Valovič (1988) as an uninterrupted sequence of days with a daily SCD greater than 1 cm. To accommodate natural variations, we allowed for the inclusion of up to 3 days with SCD less than 1 cm within a given PSC period while still considering it as an uninterrupted period. This definition was chosen based on careful consideration of the ecological and hydrological significance of snow cover.

To facilitate our analysis, we divided the dataset into seasonal periods, with each season defined as a 12-month period spanning from July to June of the following year. This seasonal approach allowed us to capture the entirety of snow cover dynamics within an annual cycle.

To simplify and streamline the presentation of our calculated results, we categorized the stations into six elevation clusters based on their altitude. These elevation levels are defined as follows: 102 – 200 MASL (15 stations), 201 – 300 MASL (20 stations), 301 – 400 MASL (15 stations), 401 – 500 MASL (12 stations), 501 – 700 MASL (12 stations), and 701 – 1017 MASL (10 stations). While we acknowledge that this approach to cluster analysis does not fully account for regional differences in snow accumulation patterns, it was adopted as a practical preliminary measure, given its borderline satisfactory performance in our initial analysis.



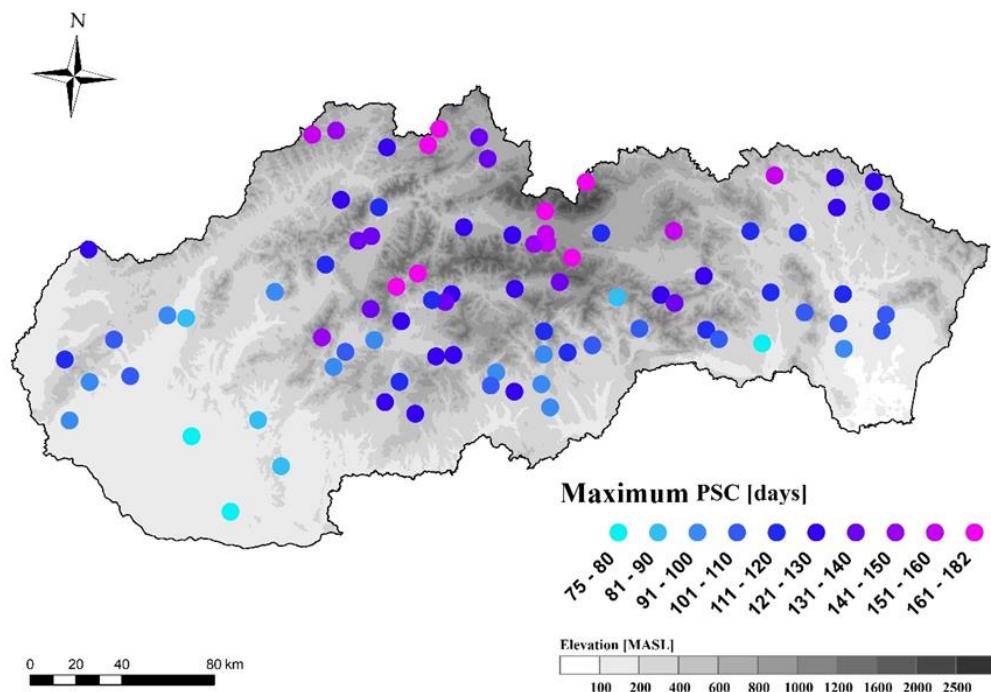
**Fig. 4. Selected precipitation stations with the assigned elevation level.**

## RESULTS

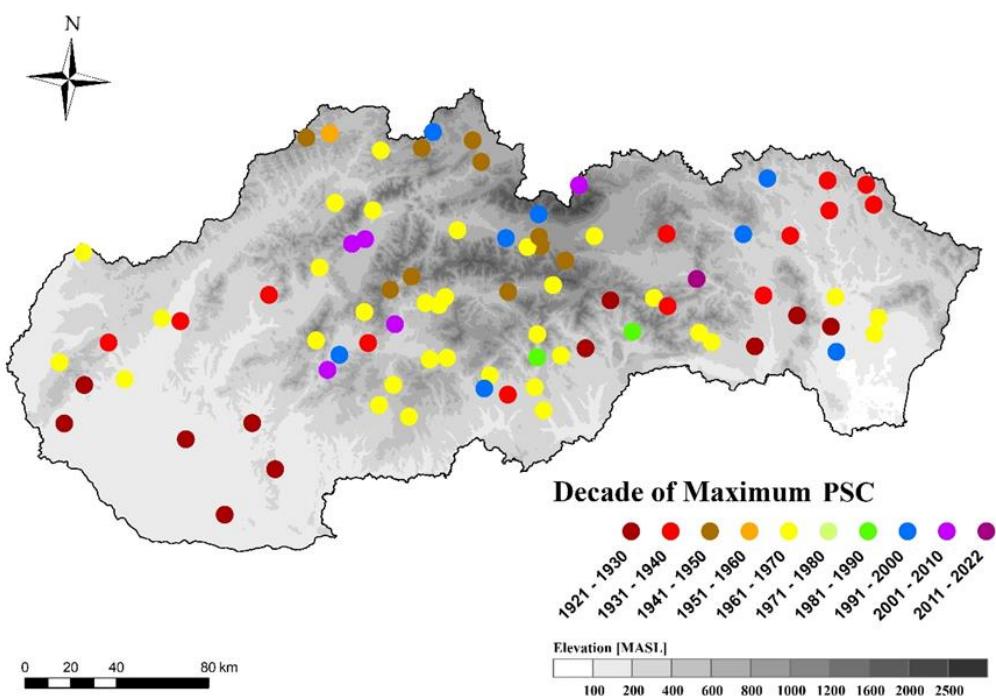
### **Maximum and minimum PSC duration**

A clear pattern emerges from our spatio-temporal analysis of the maximum and minimum durations of persistent snow cover (PSC) (Fig. 2). Maximum durations exceeding 100 days were observed at all stations, except those situated in the lowlands in the western part of Slovakia. The highest values were consistently found in the mountainous regions of central and Northern Slovakia. Notably, the absolute longest PSC duration of 182 days was recorded at the Tatranská Javorina station during the winter season of 2007/2008. In contrast, the shortest maximum PSC duration, a mere 75 days, was calculated for the lowland Hurbanovo station during the winter season of 1928/1929. It is noteworthy that the majority of stations included in our analysis reached their maximum PSC length during and prior to the 1961–1970 decade (Fig. 3).

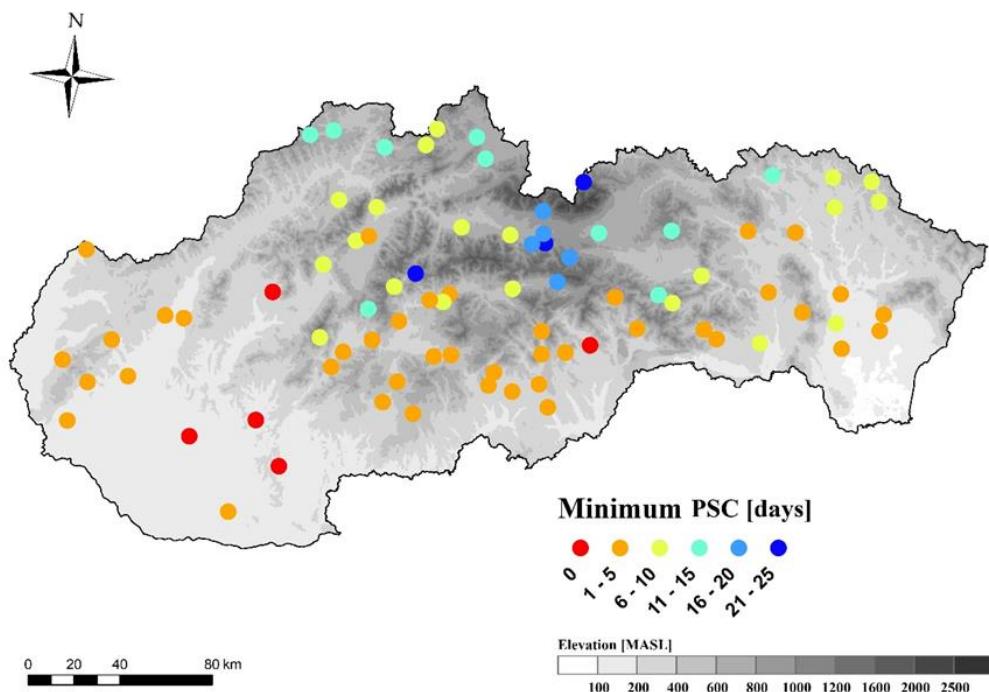
When examining the shortest PSC duration, we identified five stations with no recorded PSC days: Uhroveč (2022/2023 season), Trnovec and Váhom (2013/2014), Vráble (2022/2023), Plavé Vozokany (2022/2023), and Jelšava (2017/2018) (Fig. 4). Notably, all of these seasons without any snow cover days occurred within the last six winter seasons. The longest season with the minimum PSC length occurred at the Tatranská Javorina station during the winter season of 2015/2016. This exceptionally short duration at this station is unprecedented when considering that the bottom decile of PSC duration accounts for 81.3 days. In general, it can be observed that most of the analyzed stations recorded their shortest PSC durations in or after the 1991–2000 decade (Fig. 5).



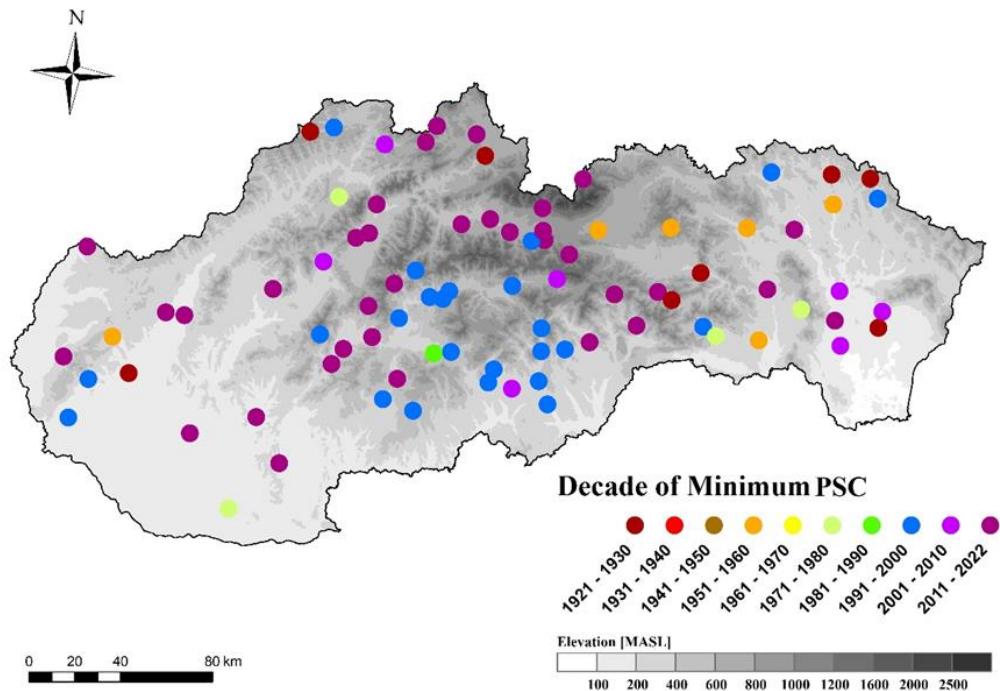
**Fig. 2. Spatial distribution of the maximum PCS length [days] at the selected stations in the period 1921 – 2023.**



**Fig. 3. Decade of the occurrence of the maximum PCS length [days] at the selected stations in the period 1921 – 2023.**



**Fig. 4.** Spatial distribution of the minimum PCS length [days] at the selected stations in the period 1921 – 2023.



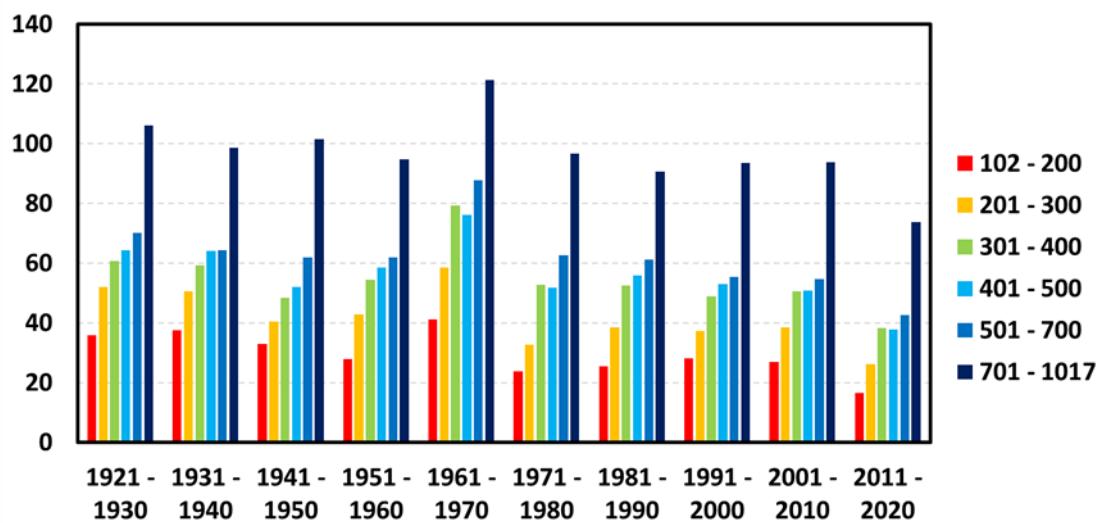
**Fig. 5.** Decade of the occurrence of the minimum PCS length [days] at the selected stations in the period 1921 – 2023.

## Evolution of the maximum PSC duration

### *Decadal analysis*

The temporal analysis, which focuses on the decadal changes in the average PSC duration at selected elevation levels (Fig. 6), reveals a clear pattern. There is a clear peak in PSC duration at all levels during the 1961–1970 decade, with average values ranging from 41 to 121 days, contrasting sharply with a distinct minimum observed in the most recent completed decade, 2011–2020, where average values ranged from 17 to 74 days. Mean decadal averages equal to values in the 30 – 97 range.

It is noteworthy that the sharp decrease in mean values observed in the last decade is expected to persist into the upcoming decade. This trend underscores the ongoing impact of climate change on PSC duration in the region.



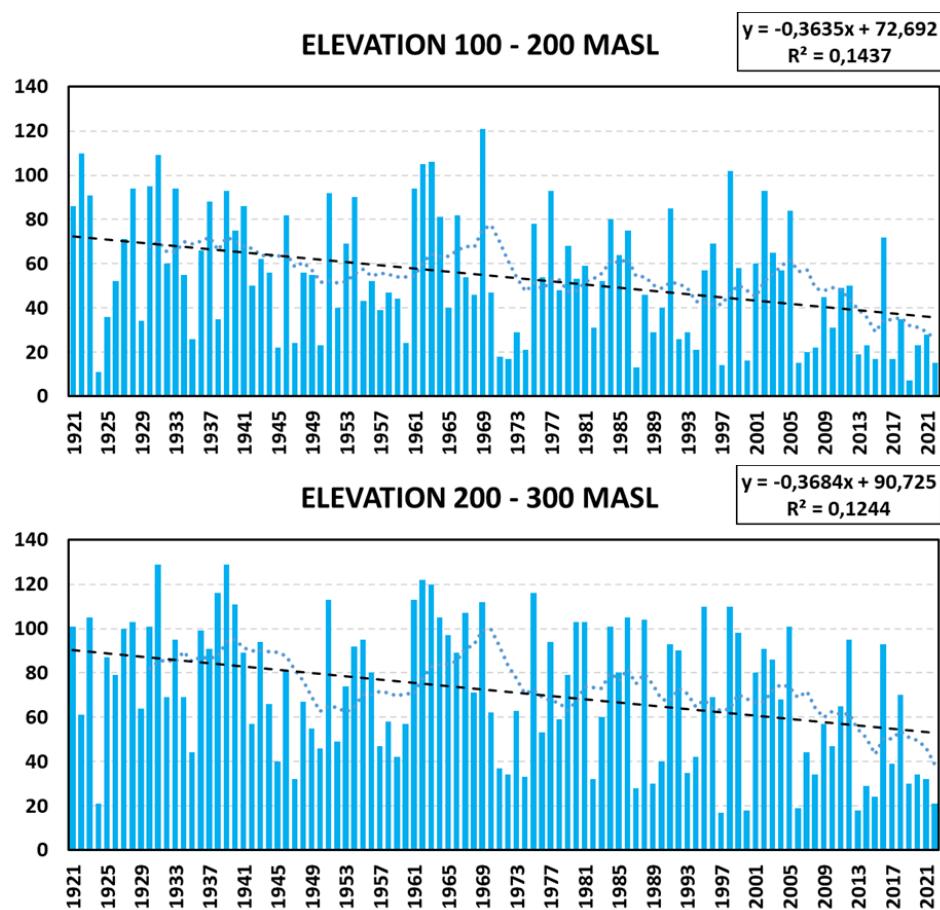
**Fig. 6. Decadal changes in the average PSC duration [days] in the elevation levels [MASL] in the period 1921 – 2023.**

### *Cluster analysis of century time series*

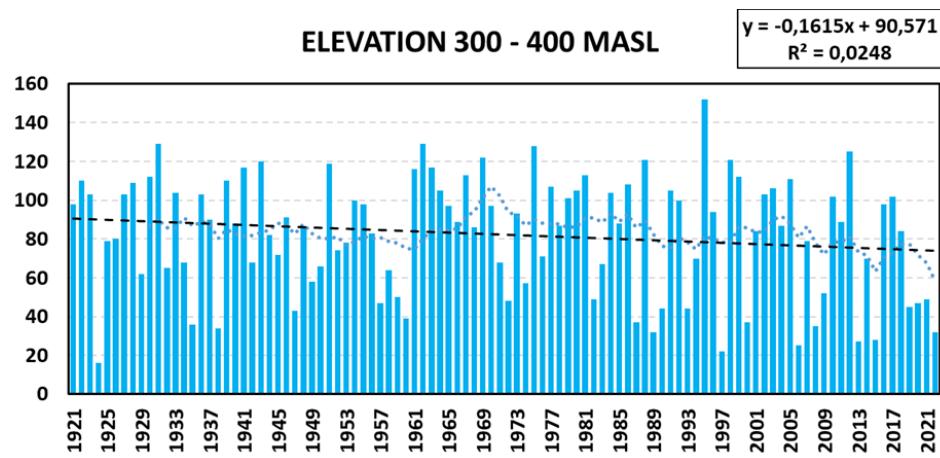
Distinct decreasing trends were identified across all selected elevation levels (Fig. 7A, 7B, 7C). Statistically significant decreasing trends, at a confidence level of 0.001, were observed at elevation levels 102–200 MASL, 201–300 MASL, 401–500 MASL, and 501–700 MASL, as confirmed by the Mann-Kendall test.

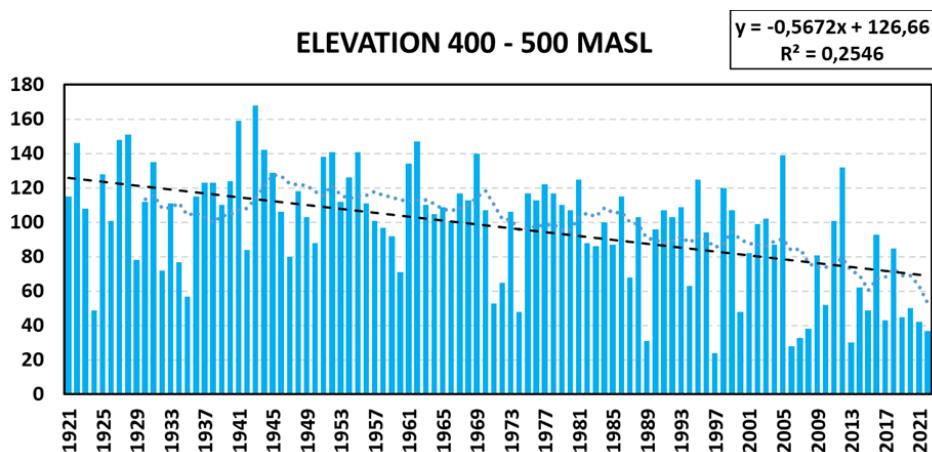
When characterizing these trends using linear regression, the steepest decreasing trend of 5.7 days per decade was detected at the 401–500 MASL level, while the smallest decreasing trend of 1.6 days was observed at the 301–400 MASL level. The mean trend value across all elevation levels was calculated to be -3.5 days per decade.

With these observed trends, it is expected that the mean PSC duration at the lowest elevation level will decrease to only 25 days per decade by the middle of this century and drop below 10 days per decade by the end of the century. However, given the rapid pace of warming and the significant recent decreases in PSC duration, even these projections may be overly optimistic.

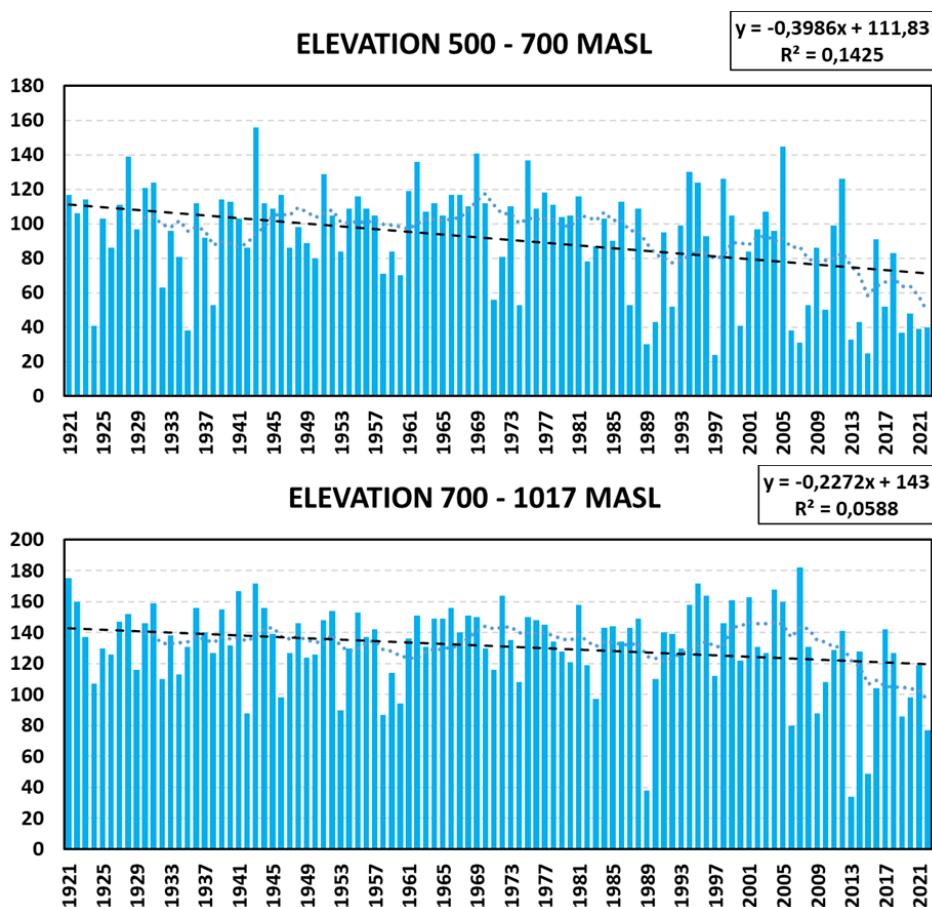


**Fig. 7A.** Temporal evolution of the maximum duration of the persistent snow cover PSC [days] at elevation levels 102 – 200 MASL and 201 – 300 MASL with displayed linear trendline (dashed line) and moving 10-year average (dotted line) in Slovakia in the period 1921 – 2023.





**Fig. 7B.** Temporal evolution of the maximum duration of the persistent snow cover PSC [days] at elevation levels 301 – 400 MASL and 401 – 500 MASL with displayed linear trendline (dashed line) and moving 10-year average (dotted line) in Slovakia in the period 1921 – 2023.



**Fig. 7C.** Temporal evolution of the maximum duration of the persistent snow cover PSC [days] at elevation levels 501 – 700 MASL and 701 – 1017 MASL with displayed linear trendline (dashed line) and moving 10-year average (dotted line) in Slovakia in the period 1921 – 2023.

## CONCLUSIONS

Our analysis revealed distinct trends arising from the escalating decline in snow cover accumulation. Particularly noteworthy is the pronounced decreasing trends observed across the majority of Slovakia, which has become increasingly prominent since the onset of the second

decade of the 21st century. Despite experiencing higher levels of winter precipitation compared to the past, changing temperature conditions have led to a shift in the composition of precipitation types favoring a greater proportion of liquid and mixed precipitation, at the expense of solid precipitation. Consequently, the newly formed SC experiences more frequent melting or substantial reduction in its depth before fresh snowfall occurs. This phenomenon has contributed to the intermittent nature of snow cover occurrence. A direct implication of this trend is the considerably shortened duration of PSC. This reduction is evident across all regions of Slovakia, irrespective of their geographical longitude or latitude. When considering the influence of altitude, these trends extend beyond high elevations to lower and even medium mountain elevations. Presently, the occurrence of snow cover during the main winter season (XII – II) has become notably sporadic, and its occurrence at the beginning and end of the season is now characterized by increased irregularity compared to the past. From a practical standpoint, these trends hold significant implications. Not only are winter resorts experiencing shortened ski seasons but due to the irregular snow cover this phenomenon exacerbates the onset of spring drought and intensifies summer drought conditions.

### **Acknowledgement**

This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the Contract no. APVV-19-0340.

### **REFERENCES**

- Barnett, T., Adam, J., Lettenmaier, D. (2005): Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438, 2005, 303–309. <https://doi.org/10.1038/nature0414>.
- Faško, P., Markovič, L., Pecho, J., Bochníček, O. (2020): Decadal changes in snow cover characteristics in Slovakia over the period 1921 – 2020, EGU General Assembly 2020, Online, 4–8 May 2020, EGU2020-3405, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-3405>.
- Fontrodona Bach, A., van der Schrier, G., Melsen, L. A., Klein Tank, A. M. G., & Teuling, A. J. (2018): Widespread and accelerated decrease of observed mean and extreme snow depth over Europe. *Geophysical Research Letters*, 45, 12, 312–319. <https://doi.org/10.1029/2018GL079799>.
- Mudryk, L., Santolaria-Otín, M., Krinner, G., Ménégoz, M., Derksen, Ch., Brutel-Vuilmet, C., Brady, M., Essery, R. (2020): Historical Northern Hemisphere snow cover trends and projected changes in the CMIP6 multi-model ensemble. *The Cryosphere*, 14, 2020, 2495–2514. <https://doi.org/10.5194/tc-14-2495-2020>.
- Notarnicola, C. (2022): Overall negative trends for snow cover extent and duration in global mountain regions over 1982–2020. *Sci Rep.*, 12, 2022, 13731. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-16743-w>.
- Roessler, S., Dietz, A.J. (2023): Development of Global Snow Cover—Trends from 23 Years of Global SnowPack. *Earth*, 4, 2023, 1–22. <https://doi.org/10.3390/earth4010001>.
- Šamaj, F., Valovič, Š. (1988): Snow conditions in Slovakia, (*Snehové pomery na Slovensku*). Proceedings of the SHMÚ vol. no. 14/III, Bratislava, ALFA 1988, 128 p. In Slovak

# SORPCIA DUSIČNANOVÝCH A FOSFOREČNANOVÝCH IÓNOV PO APLIKÁCII BIOUHLIA V PRACHOVITO HLINITEJ PÔDE

Justína Vitková<sup>1</sup>, Viera Kováčová<sup>1</sup>, Radoslav Schügerl<sup>1</sup>, Natália Botková<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Ústav hydrologie SAV, v. v. i.

<sup>2</sup> Ústav krajinného inžinierstva, Fakulta záhradníctva a krajinného inžinierstva, Slovenská poľnohospodárska univerzita v Nitre

Korešpondenčný autor: Justína Vitková, Ústav hydrologie SAV, v. v. i., Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava,  
[vitkova@uh.savba.sk](mailto:vitkova@uh.savba.sk)

## ABSTRAKT

Biouhlíe je jedným z nástrojov, ktoré sa používa v poľnohospodárskej praxi na zlepšenie vlastností pôdy. Viacero štúdií preukázalo zvýšenie retenčnej schopnosti pôdy, a tiež dlhšie zadržanie vo vode rozpustných hnojív v pôde s prídavkom biouhlia. V tomto príspevku sme sa zamerali na to, či a ako môže biouhlíe ovplyvniť sorpciu dusičnanových a fosforečnanových iónov v pôde. Na odobratých vzorkách čistej pôdy, pôdy s biouhlím v množstve 20 t.ha<sup>-1</sup> a reaplikovaným biouhlím v rovnakom množstve, boli v laboratóriu urobené merania sorpcie. Výsledky preukázali, že sorpcia dusičnanových iónov sa zvýšila o polovicu pri aplikácii biouhlia a dvojnásobne pri reaplikácii biouhlia. Pri sorpcii fosforečnanových iónov došlo k zvýšeniu o 13% pri zapracovaní biouhlia, resp. o 30% pri reaplikácii biouhlia v porovnaní s kontrolou.

**Kľúčové slová:** sorpcia, biouhlíe, prachovito hlinitá pôda, dusičnany, fosforečnany, úrodnosť pôdy

## ÚVOD

Biouhlíe získalo zvýšenú pozornosť odbornej verejnosti, pretože sa zdá byť sľubným nástrojom na dosiahnutie environmentálnych cieľov, akými sú napr. sanácia pôdy a vody (Ahmad et al. 2014). Je relatívne ľahko dostupným materiálom pre poľnohospodárstvo (Biederman a Harpole 2013) a viaceré štúdie preukázali jeho pozitívny efekt pri zmene hydrofyzikálnych a chemických vlastností pôdy (Tan et al., 2017; Kammann et al., 2011; Vitková et al., 2019). Biouhlíe môže dodávať živiny rastlinám v ochudobnených pôdach, pôdam s nízkou úrodnosťou a degradovaným pôdam (Lehmann 2007; Novak et al. 2009). Biouhlíe je obyčajne alkalické, čo prispieva k jeho vápenatému účinku a ovplyvňuje dostupnosť živín v pôde. Existujú aj biouhlia s nižším pH, napr. neutrálne, ale aj kyslé (Ippolito et al. 2016; Qi et al. 2017).

Biouhlíe pridané do pôdy má tiež potenciál znižovať emisie N<sub>2</sub>O (Van Zwieten et al., 2015), avšak skúmanie jeho pozitívneho vplyvu na emisie N<sub>2</sub>O z pôdy je predmetom mnohých diskusií (Sánchez-García et al. 2014; Cayuela et al. 2013). Vápenatý účinok biouhlia môže zvýšiť pH kyslých pôd, čím sa vytvoria optimálnejšie podmienky pre pôdne nitrifikátory (Prosser a Nicol, 2012). Jedným zo spôsobov, ako prekonáť vysoké straty dusíka (N) prostredníctvom nitrifikácie, sú inhibítory nitrifikácie (NI), čím sa zlepší účinnosť využívania N v poľnohospodárskych pôdach a znížia sa emisie N<sub>2</sub>O relevantné pre klímu (Friedl et al. 2017; Yang et al. 2016). Aby sa predišlo zvýšenej nitrifikácií a súvisiacim stratám N, použitie syntetického NI by mohlo poskytnúť cennú stratégii pre poľnohospodárske polia obohatené o biouhlíe. Napriek tomu je málo známy vplyv biouhlia na sorpciu NI v pôde, okrem teórie, že zrýchlená čistá nitrifikácia v ekosystémoch doplnených o biouhlíe môže byť spôsobená odstránením prirodzeného NI ako sú polyfenoly a triesloviny (Clough et al., 2013). Sorpcia/desorpcia organických molekúl v pôde je ovplyvnená najmä obsahom organickej hmoty a fyzikálno-chemickými vlastnosťami pôdy, ktoré sa môžu výrazne zmeniť pridaním biouhlia (t. j. polarita a nábojové vlastnosti adsorbátov a pôdných častic a mikrobiálne reakcie). Keďže biouhlíe môže pridať nové väzobné miesta a výrazne zmeniť fyzikálno-chemické

vlastnosti pôdy (t. j. pH, hydrofóbnosť), môže ovplyvniť sorpčné správanie NI v pôdnom prostredí (Rechberger et al., 2017; Kumari et al., 2014).

Predchádzajúce štúdie ukázali rozporuplné výsledky, pokial' ide o to, či aplikácia alkalického biouhlia zvyšuje fixáciu alebo dostupnosť fosforu (P) (Atkinson et al., 2010; Yao et al., 2012; Morales et al., 2013). Zhai et al. (2015) v rámci výskumu zameraného na problematiku biouhlia v pol'nohospodárstve uviedli, že aplikácia biouhlia z kukuričnej slamy zvýšila obsah dostupného P v pôde. Okrem toho Xu et al. (2014) ukázali, že aplikácia biouhlia zvýšila pH v kyslej pôde vďaka jeho vysokej alkalite a následne znížila fixáciu P pomocou železitých (Fe) a hlinitých (Al) minerálov. Iné štúdie však uvádzajú, že aplikácia alkalického biouhlia znížila dostupnosť P hlavne v alkalických pôdach, čo bolo pravdepodobne spôsobené značným uvoľňovaním kationov vrátane kationov vápnika (Ca) a horčíka (Mg) z biouhlia, ktoré sa v alkalických podmienkach komplexujú s P (DeLuca et al., 2015). Dostupnosť P v pôde do značnej miery závisí od rozsahu sorpčných a zrážacích reakcií. V kyslých pôdach sa P viaže najmä na oxidy Fe a Al a hydroxidové minerály prostredníctvom zrážania a reakcií výmeny ligandov, zatiaľ čo fixácia P v alkalických a vápenatých pôdach prebieha najmä prostredníctvom tvorby Ca-fosfátových zlúčenín a sorpciou a zrážaním s  $\text{CaCO}_3$  (Havlin et al., 2005). Biouhlie môže priamo alebo nepriamo ovplyvňovať sorpciu P. Zhang et al. (2016) uvádzajú, že zvýšenie retencie P v pôde upravenej biouhlím možno pripísati sorpcii P minerálmi Ca v biouhlí. Na rozdiel od toho, iné štúdie naznačili, že prí davok biouhlia znížil sorpciu fosfátov v kyslých pôdach v dôsledku zvýšenia pH, ktoré môže zvýšiť čistý záporný náboj odpudzujúci fosforečnanové ióny zo sorpcie na pôdne minerály (DeLuca et al., 2015) a zvýšenie uvoľňovania rozpusteného organického uhlíka, ktorý môže súťažiť o miesta sorpcie fosfátov v pôde (Schneider a Haderlein 2016; Liu et al., 2018). Soinne et al. (2014) uvádzajú, že alkalické biouhlie vyrobené z dreva, má veľmi nízku afinitu k fosforečnanom a prí davok biouhlia nezvyšuje sorpciu fosforečnanov v pôde. Ale prí davok biouhlia môže znížiť straty častíc P zvýšením stability pôdných agregátov.

Na základe predchádzajúcich štúdií bolo cieľom našej práce zistiť, či a v akej miere môže biouhlie ovplyvniť sorpciu dusičnanových a fosforečnanových iónov v prachovito hlinitej pôde, a do akej miere ju ovplyvňuje aplikačná dávka biouhlia.

## MATERIÁL A METÓDY

Výskum aplikácie biouhlia v poľných podmienkach (v prachovito hlinitej poľnohospodársky využívanej pôde - 15.2% piesku, 59.9% prachu a 24.9% ílu) vykonávame od roku 2014 na výskumnej lokalite Dolná Malanta, ktorá patrí Slovenskej poľnohospodárskej univerzite v Nitre. Vtedy bolo toto územie rozdelené na 45 políčok, na ktorých bolo aplikované biouhlie, kompost a hnojivá v rôznych koncentráciách. My sme sa zamerali na plochy s aplikovaným biouhlím do hĺbky 10 cm v množstve  $20 \text{ t.ha}^{-1}$ . V roku 2018 prebehla replikácia biouhlia, čo znamená, že plochy s biouhlím boli rozdelené na polovicu, pričom jedna polovica zostala s pôvodným biouhlím, a na druhú polovicu plochy sa aplikovalo to isté biouhlie v rovnakom množstve ako v r. 2014. Experiment bližšie popísali napr. Igaz et al. (2018) resp. Horák et al. (2021). V tejto práci sme sa zamerali na porovnanie plôch bez biouhlia (Kontrola), s aplikovaným biouhlím v r. 2014 v množstve  $20 \text{ t.ha}^{-1}$  (B20) a s replikovaným biouhlím v r. 2018 tiež v množstve  $20 \text{ t.ha}^{-1}$  (B20 reap.). Z týchto výskumných plôch boli odobraté porušené pôdne vzorky na analýzu sorpcie dusičnanových a fosforečnanových iónov.

Použité biouhlie bolo vyrobené firmou Sonnenerde (Rakúsko) z papierenského kalu a obilných šupiek, pyrolyzou pri teplote  $550^\circ\text{C}$ . Jeho základný rozbor je uvedený v Tab. 1.

**Tabuľka 3. Chemické zloženie použitého biouhlia**

C	N	H	O	Ca	P	pH <sub>(CaCl<sub>2</sub>)</sub>
(%)	(%)	(%)	(%)	(mg.kg <sup>-1</sup> )	(mg.kg <sup>-1</sup> )	(-)
53.1	1.4	1.84	5.3	57000	6200	8.8

Adsorpčné experimenty boli vykonávané v rovnovážnych podmienkach použitím tzv. "batch equilibration technique". Vzorky pôdy boli homogenizované a preosiate sitom s veľkosťou ôk 2 mm. Najskôr boli premyté roztokom na odstránenie rušivých iónov a vysušené. V laboratórnych podmienkach boli k jednotlivým vzorkám pôdy pridávané rôzne koncentrácie elektrolytu (dusičnanov, fosforečnanov) a mechanicky premiešavané. Pomer pôda : roztok bol 1:2 (10 g pôdnej vzorky a 20 ml nasycovacieho roztoku). Pôdná suspenzia bola trepaná na laboratórnej trepačke na dosiahnutie rovnovážnej adsorpcie. Po skončení trepania bola suspenzia sfiltrovaná, zmeraná teplota, pH a stanovené množstvo dusičnanov resp. fosforečnanov. Diferenciu počiatočného množstva iónov a množstva iónov po trepaní považujeme za adsorbované množstvo dusičnanových resp. fosforečnanových iónov.

Týmto spôsobom bol pre každú z uvedených pôd získaný súbor adsorpčných údajov na výhodnotenie pomocou adsorpčnej izotermy. Analýzy adsorbovaného množstva iónov boli vykonávané spektrofotometricky, na kvantitatívne výhodnotenie nekonkurenčnej sorpcie iónov v pôde bola použitá lineárna, resp. Freundlichova adsorpčná izoterma.

### **Stanovenie dusičnanov**

Dusičnanový dusík bol stanovovaný spektrofotometricky na Spektrofotometri DR 2800 (firma HACH LANGE), ktorý obsahuje predprogramované metódy a pracovné postupy na stanovenie všetkých foriem dusíka: dusičnanový dusík N-NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, dusitanový dusík N-NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, amoniakálny dusík N-NH<sub>4</sub><sup>+</sup> resp. N-NH<sub>3</sub><sup>-</sup>. Na stanovenie dusičnanov bol použitý kyvetový test LCK 339, ktorý umožňuje ich stanovenie v rozsahu 0.23 – 13.50 mg.l<sup>-1</sup> N-NO<sub>3</sub><sup>-</sup> pri vlnovej dĺžke 345 nm. Princíp: dusičnanové ióny v roztoku obsahujúcim kyselinu sírovú a fosforečnú reagujú s 2,6-dimetylfenolom na 4-nitro-2,6-dimetylfenol. Medzi odobratím vzorky a analýzou by nemalo uplynúť viac ako 3 hod. Postup: do kyvety odpipetujeme 1.0 ml vzorky, pomalým pipetovaním pridáme 0.2 ml roztoku LCK 339. Kyvetu uzavrieme a niekoľkokrát potrasieme. Po 15 min. očistíme kyvetu a na spektrofotometri odčítame výsledok stanovenia (obr. 1).



**Obr. 1. Príprava na meranie sorpcie dusičnanových a fosforečnanových iónov.**

### ***Stanovenie fosforečnanov***

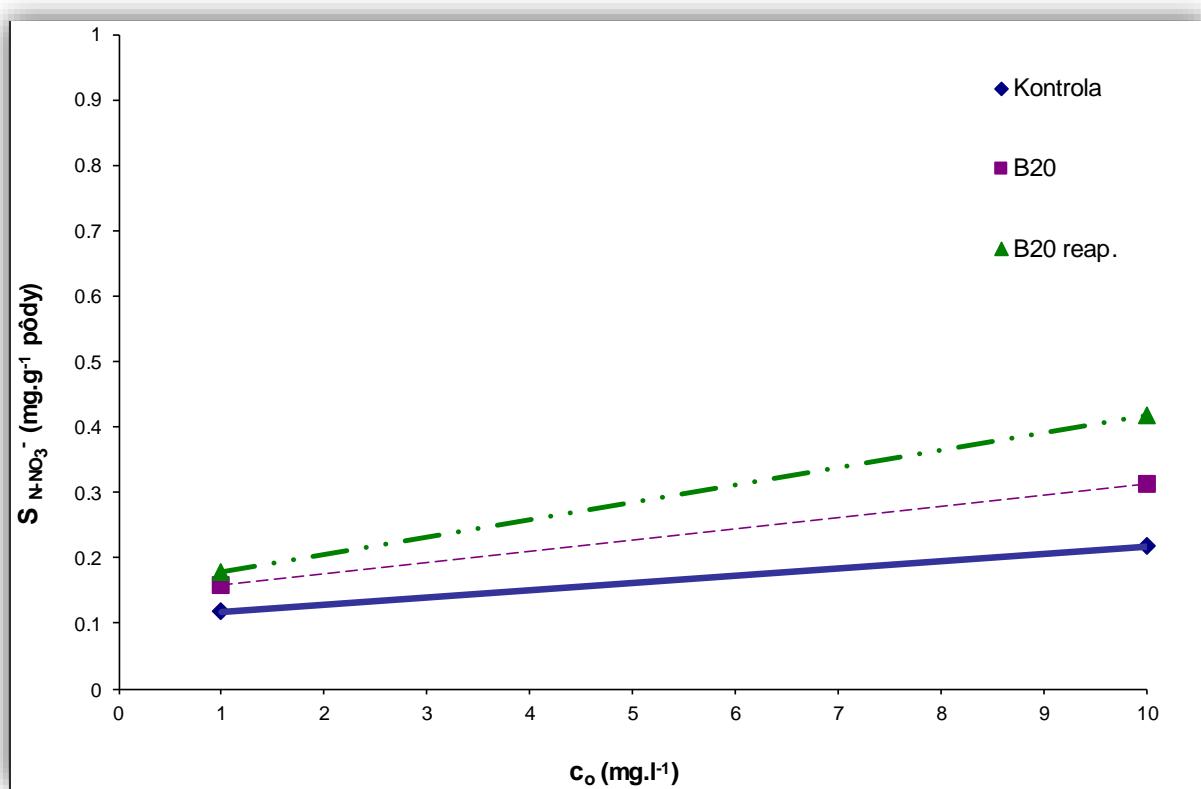
Fosforečnanové ióny reagujú s molybdátom a iónmi antimónu v kyslom prostredí za vzniku antimonylfosfomolybdátového komplexu, ktorý sa zredukuje kyselinou askorbovou na fosfomolybdénovú modrú. Na stanovenie fosforečnanových iónov spektrofotometricky bol použitý Spektrofotometer DR 2800 (fy HACH LANGE) a kyvetové testy LCK 349, ktoré umožňujú stanovenie v rozsahu 0.05 – 1.5 mg.l<sup>-1</sup> P-PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> (obr. 1).

### **VÝSLEDKY A DISKUSIA**

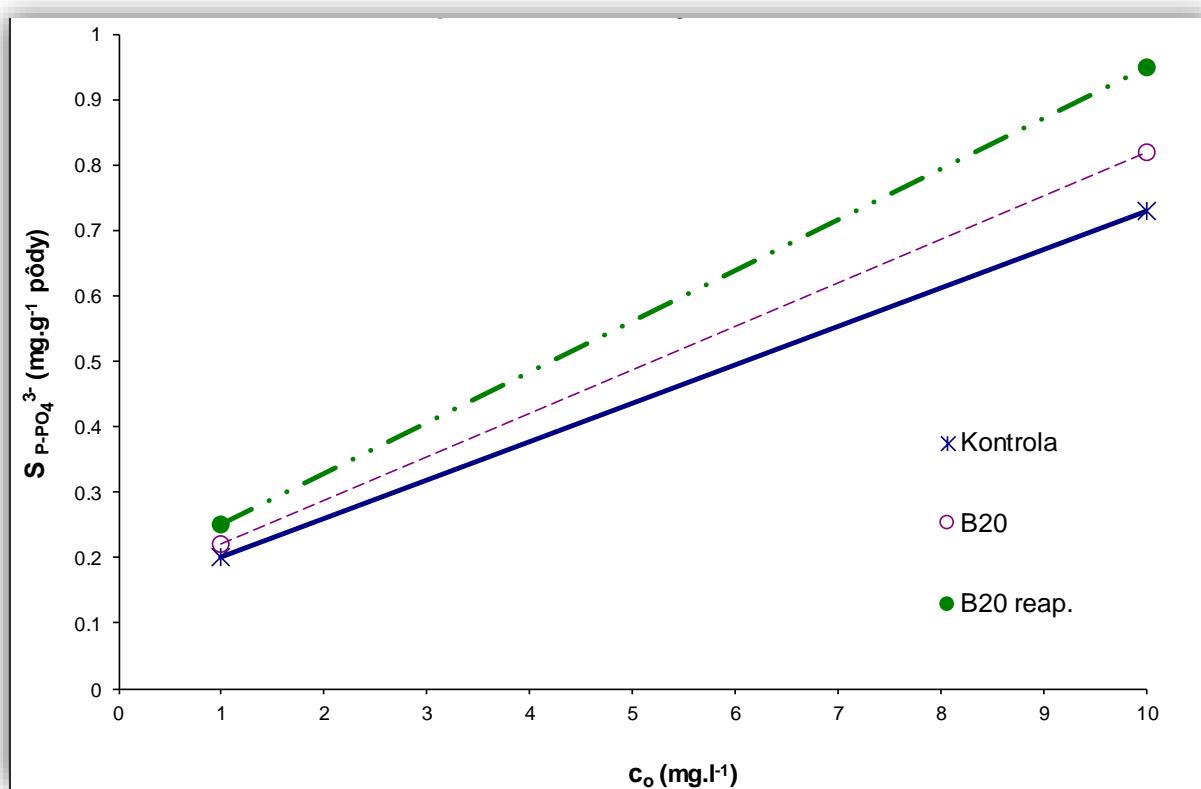
Vstupné hodnoty adsorpčného koeficientu boli pri oboch skúmaných sorbentoch najnižšie na ploche Kontrola a s prídavkom biouhlia postupne rástli (Tab. 2). Najvyššie hodnoty boli pozorované na ploche B20 repl. Pri dusičnanoch bolo počiatočné zvýšenie na ploche B20 o 34%, resp. pri B20 repl. o 50% oproti Kontrole. Pri fosforečnanoch sa na ploche B20 sorbovalo na začiatku o 10% a na B20 repl. o 25% vyššie množstvo sorbentov. Po sorbovaní 10 mg.l<sup>-1</sup> došlo k ešte vyššiemu rozdielu medzi skúmanými vzorkami. Pri N-NO<sub>3</sub><sup>-</sup> došlo na ploche B20 k zvýšeniu adsorpčného koeficientu o 44% a na B20 repl. dokonca o viac ako 90% oproti Kontrole (Tab. 2, obr. 2). V prípade P-PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> došlo k zvýšeniu adsorpčného koeficientu na ploche B20 o 12% a na ploche B20 repl. o 30% oproti Kontrole (Tab. 2, obr. 3). Rozdiel medzi počiatočným množstvom a zostatkovým množstvom, čiže adsorbované množstvo iónu, bolo v prípade dusičnanov na ploche B20 vyššie o 55% a na ploche B20 repl. o 140% oproti Kontrole. Pri fosforečnanoch sa sorpcia zvýšila na ploche B20 o 13% a na ploche B20 repl. o 32% oproti Kontrole. Nárast sorpcie fosforečnanov s vyššou dávkou biouhlia pozorovali aj Zheng et al. (2020) v piesočnejatej pôde. Yao et al. (2012) uvádzajú, že biouhlie z paprikového dreva významne znížilo vyplavovanie NO<sub>3</sub><sup>-</sup> a PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> o 34% resp. 20%. Chandra et al. (2020) zase pozoroval, že biouhlie vyrobené z ryžovej slamy a aplikované v piesočnato hlinitej pôde vykazovalo dobrú sorpcnosť NO<sub>3</sub><sup>-</sup> aj PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>. Naopak, Morales et al. (2013) zistili pokles fosforečnanov o 55% po aplikácii biouhlia v degradovanej tropickej minerálnej pôde. Vedecké štúdie sa zhodujú na tom, že sorpciu dusičnanov a fosforečnanov ovplyvňuje viacero faktorov, počínajúc vstupným materiálom, z ktorého sa biouhlie vyrábí, teplotou a samotným procesom pyrolízy, aplikačnou dávkou biouhlia, až po druh pôdy, v ktorej je biouhlie aplikované.

**Tabuľka 2. Sorpcia dusičnanových a fosforečnanových iónov na skúmaných vzorkách čistej pôdy (Kontrola) a na vzorkách pôdy s biouhlím (B20 a B20 repl.).**

	koncentrácia elektrolytu			
	1 mg.l <sup>-1</sup> N-NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	10 mg.l <sup>-1</sup> N-NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	1 mg.l <sup>-1</sup> P-PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	10 mg.l <sup>-1</sup> P-PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>
	(mg.g <sup>-1</sup> )			
	Kontrola	0.118	0.218	0.2
B20	0.159	0.314	0.22	0.82
B20 repl.	0.178	0.418	0.25	0.95



Obr. 2. Sorpcia dusičnanových iónov.



Obr. 3. Sorpcia fosforečnanových iónov.

## ZÁVER

Nevhodné hospodárenie na pôde môže ohroziť nielen kvalitu pôdy, ale aj povrchových a podzemných vôd. Biouhlí je jedným z nástrojov, ktoré sa používa v poľnohospodárskej praxi na zlepšenie chemických aj fyzikálnych vlastností pôdy, čím dochádza aj k zmenám vodného režimu pôdy. Taktiež dochádza aj k zmenám sorpcích vlastností pôdy. Naše výsledky ukázali, že aplikáciou biouhlia do prachovito hlinitej pôdy došlo k zvýšenej sorpcii dusičnanových aj fosforečnanových iónov oproti plochám bez biouhlia. Výraznejšie sa to prejavilo pri dusičnanových iónoch a na plochách s replikovaným biouhlím, teda s vyššou dávkou biouhlia. Naša štúdia tiež potvrdila, že sorpcia dusičnanových a fosforečnanových iónov je priamo úmerná množstvu biouhlia v pôde. Zvýšenie sorpcie v pôde znamená dlhšie zadržanie dusičnanov a fosforečnanov v pôde a iných, vo vode rozpustných živín, čím sa vytvárajú priaznivejšie podmienky pre rast a vývoj pestovaných plodín. Dôležitým odporúčaním je stanovenie sorpčnej schopnosti biouhlia ešte pred jeho aplikáciou do pôdy, pretože každé biouhlí je špecifické a jeho vplyv na pôdne vlastnosti môže byť rôzny.

## Poděkovanie

Táto publikácia bola vytvorená s finančnou podporou z projektov Vedeckej grantovej agentúry VEGA 2/0155/21 a VEGA 2/0028/23 a Agentúry na podporu výskumu a vývoja APVV-21-0089.

## LITERATÚRA

- Ahmad, M., Rajapaksha, A.U., Lim, J.E., Zhang, M., Bolan, N., Mohan, D., Vithanage, M., Lee, S.S., Ok, Y.S. (2014): Biochar as a sorbent for contaminant management in soil and water: a review. *Chemosphere*, 99, 2014, 19–33.
- Atkinson, C.J., Fitzgerald, J.D., Hipps, N.A. (2010): Potential mechanisms for achieving agricultural benefits from biochar application to temperate soils: a review. *Plant Soil*, 337, 2010, 1–18.
- Biederman, L.A., Harpole, W.S. (2013): Biochar and its effects on plant productivity and nutrient cycling: a meta-analysis. *GCB Bioenergy*, 5, 2013, 202–214.
- Chandra, S., Medha, I., Bhattacharya, J. (2020): Potassium-iron rice straw biochar composite for sorption of nitrate, phosphate, and ammonium ions in soil for timely and controlled release. *Science of The Total Environment*, 712, 2020, 136337.
- Clough, T.J., Condron, L.M., Kammann, C., Müller, C. (2013): A review of biochar and soil nitrogen dynamics. *Agronomy* 3, 2013, 275–293.
- DeLuca, T.H., Gundale, M.J., MacKenzie, M.D., Jones, D.L. (2015): Biochar effects on soil nutrient transformations. In: Lehmann J, Joseph S (eds) *Biochar for environmental management: science, Technology and Implementation*. Earthscan, London, 251–270.
- Friedl, J., Scheer, C., Rowlings, D.W., Mumford, M.T., Grace, P.R. (2017): The nitrification inhibitor DMPP (3,4-dimethylpyrazole phosphate) reduces N<sub>2</sub> emissions from intensively managed pastures in subtropical Australia. *Soil Biol Biochem*, 108, 2017, 55–64.
- Havlin, J., Beaton, J.D., Tisdale, S.L., Nelson, W.L. (2005): *Soil fertility and fertilizers: an introduction to nutrient management*. 7th edn. Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River.
- Horák, J., Kotuš, T., Toková, L., Aydin, E., Igaz, D., Šimanský, V. (2021): A Sustainable Approach for Improving Soil Properties and Reducing N<sub>2</sub>O Emissions Is Possible through Initial and Repeated Biochar Application. *Agronomy*, 11, 2021, 582.
- Igaz, D., Šimanský, V., Horák, J., Kondrlová, E., Domanová, J., Rodný, M., Buchkina, N.P. (2018): Can a single dose of biochar affect selected soil physical and chemical characteristics? *J. Hydrol. Hydromech.*, 66, 2018, 421–428.
- Ippolito, J., Ducey, T., Cantrell, K., Novak, J., Lentz, R. (2016): Designer, acidic biochar influences calcareous soil characteristics. *Chemosphere*, 142, 2016, 184–191.

*Electronic Book*  
*Contemporary Challenges in Environmental Research*

- Kammann, C., Linsel, S., Gößling, J., Koyro, H. W. (2011): Influence of biochar on drought tolerance of Chenopodium quinoa Willd and on soil–plant relations. *Plant Soil*, 345, 2011, 195–210.
- Kumari, K.G.I.D., Moldrup, P., Paradelo, M., de Jonge, L.W. (2014): Phenanthrene sorption on biochar-amended soils: application rate, aging, and physicochemical properties of soil. *Water Air Soil Pollut*, 225, 2014, 2105.
- Lehmann, J. (2007): Bio–energy in the black. *Front Ecol Environ*, 5, 2007, 381–387.
- Liu, Y., Zhu, Z.Q., He, X.S., Yang, C., Du, Y.Q., Huang, Y.D., Su, P., Wang, S., Zheng, X.X., Xue, Y.J. (2018): Mechanisms of rice straw biochar effects on phosphorus sorption characteristics of acid upland red soils. *Chemosphere*, 207, 2018, 267–277.
- Morales, M.M., Comerford, N., Guerrini, I.A., Falcão, N.P.S., Reeves, J.B. (2013): Sorption and desorption of phosphate on biochar and biochar–soil mixtures. *Soil Use Manag*, 29, 2013, 306–314.
- Novak, J.M., Busscher, W.J., Laird, D.L., Ahmedna, M., Watts, D.W., Niandou, M.A. (2009): Impact of biochar amendment on fertility of a southeastern coastal plain soil. *Soil Sci*, 174, 2009, 105–112.
- Prosser, J.I., Nicol, G.W. (2012): Archaeal and bacterial ammonia-oxidisers in soil: the quest for niche specialisation and differentiation. *Trends Microbiol*, 20, 2012, 523–531.
- Qi, F., Dong, Z., Lamb, D., Naidu, R., Bolan, N.S., Ok, Y.S., Liu, C., Khan, N., Johir, M., Semple, K.T. (2017): Effects of acidic and neutral biochars on properties and cadmium retention of soils. *Chemosphere*, 180, 2017, 564–573.
- Rechberger, M.V., Kloss, S., Rennhofer, H., Tintner, J., Watzinger, A., Soja, G., Lichtenegger, H., Zehetner, F. (2017): Changes in biochar physical and chemical properties: accelerated biochar aging in an acidic soil. *Carbon*, 115, 2017, 209–219.
- Sánchez-García, M., Roig, A., Sánchez-Monedero, M.A., Cayuela, M.L. (2014): Biochar increases soil N<sub>2</sub>O emissions produced by nitrification-mediated pathways. *Front Environ Sci.*, 2, 2014, 1–10.
- Schneider, F., Haderlein, S.B. (2016): Potential effects of biochar on the availability of phosphorus—mechanistic insights. *Geoderma*, 277, 2016, 83–90.
- Soinne, H., Hovi, J., Tammeorg, P., Turtola, E. (2014): Effect of biochar on phosphorus sorption and clay soil aggregate stability. *Geoderma*, 219, 2014, 162–167.
- Tan, Z., Lin, C. S., Ji, X., Rainey, T. J. (2017): Returning biochar to fields: A review. *Applied Soil Ecology*, 16, 2017, 1–11.
- Van Zwieten, L., Kammann, C., Cayuela, M., Singh, B.P., Joseph, S., Kimber, S. et al. (2015): Biochar effects on nitrous oxide and methane emissions from soil. *Biochar for environmental management: science, technology and implementation*. Routledge, New York.
- Vitková, J., Gaduš, J., Skic, K., Boguta, P., Giertl, T. (2019): Impact of grapevine biochar on some hydrophysical characteristics of silt loam soil – laboratory measurements. *Acta Hydrologica Slovaca*, 20, 2019, 166–171.
- Xu, G., Sun, J., Shao, H., Chang, S.X. (2014): Biochar had effects on phosphorus sorption and desorption in three soils with differing acidity. *Ecol Eng*, 62, 2014, 54–60.
- Yang, M., Fang, Y., Sun, D., Shi, Y. (2016): Efficiency of two nitrification inhibitors (dicyandiamide and 3, 4-dimethylpyrazole phosphate) on soil nitrogen transformations and plant productivity: a meta-analysis. *Sci Rep* 6.
- Yao, Y., Gao, B., Zhang, M., Inyang, M., Zimmerman, A.R. (2012): Effect of biochar amendment on sorption and leaching of nitrate, ammonium, and phosphate in a sandy soil. *Chemosphere*, 89, 2012, 1467–1471.
- Zhai, L., CaiJi, Z., Liu, J., Wang, H., Ren, T., Gai, X., Xi, B., Liu, H. (2015): Shortterm effects of maize residue biochar on phosphorus availability in two soils with different phosphorus sorption capacities. *Biol Fertil Soils*, 51, 2015, 113–122.
- Zhang, H., Chen, C., Gray, E.M., Boyd, S.E., Yang, H., Zhang, D. (2016): Roles of biochar in improving phosphorus availability in soils: a phosphate adsorbent and a source of available phosphorus. *Geoderma*, 276, 2016, 1–6.
- Zheng, X., Wu, J., Yan, X., Qin, G., Zhou, R., Wei, Z. (2020): Biochar-induced soil phosphate sorption and availability depend on soil properties: a microcosm study. *Journal of Soils and Sediments*, 20, 2020, 3846–3856.

# SPATIO-TEMPORAL TRENDS IN EARTHWORM COMMUNITIES IN THE GÖDÖLLŐ HILLS LANDSCAPE PROTECTION AREA IN HUNGARY

**Dávid István Bolla<sup>1,2</sup>, Barbara Simon<sup>2</sup>, Zsolt Biró<sup>1</sup>, Éva Puszta<sup>3</sup>, Zita Zsembery<sup>4</sup>, Csaba Centeri<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Institute of Wildlife Management and Nature Conservation, Hungarian University of Agriculture and Life Sciences (MATE)

<sup>2</sup> Institute of Environmental Sciences, Hungarian University of Agriculture and Life Sciences (MATE)

<sup>3</sup> Department of Environmental and Process Engineering, Budapest University of Technology and Economics

<sup>4</sup>Herman Ottó Institute Nonprofit Ltd.

*Corresponding author: Dávid István Bolla, Hungarian University of Agriculture and Life Sciences (MATE),  
Páter Károly u. 1, H-2103 Gödöllő, Hungary, davidistvanbolla@gmail.com*

## **ABSTRACT**

Earthworms are known to be ecosystem engineer species. Spatio-temporal monitoring of earthworm communities looks back to several decades-long history, however, key driving factors of their assembly are still not clearly defined. In the Gödöllő Hills Landscape Protection Area, sampling was performed every month in 2023 on the top of Margita Hill and further below on the hillside. Same soil samples of 25×25×25 cm have been dug out every month and hand sorted for earthworms (5 replicates) at both sites to quantify the abundance and biomass of earthworms and test the hillside hypothesis. Altogether 6 earthworm species were found and some show different spatio-temporal distributions. Soil samples were measured using a portable near InfraRed (NIR) device. No soil parameters had a significant effect on earthworm abundance and biomass. Significantly more earthworms in some samples and big variations in sampling sites might lead to the conclusion that the aggregation of earthworm communities is driven primarily by demographic reasons. The hillside hypothesis was only accepted for biomass as it was found to be significantly bigger at the bottom of the hill than at the top.

**Keywords:** nature conservation, spatio-temporal monitoring, land use, earthworm abundance

## **INTRODUCTION**

Soils matter from humanity's point of view, as we build on them, and cultivate plants in them, but also is a geological and cultural archive (Pető et al., 2008, Barczi et al., 2009, Saláta et al., 2014), and a gene reservoir, too (Barczi et al., 2008). There is, however, a worldwide pressure on soils, that results in landslides, erosion, decline in soil carbon and biodiversity. The effects of land use change and soil degradation (Centeri et al., 2012) and protective measures (Bolf et al., 2014) have been reported. The soil degradation risks global food security and ecosystem sustainability (Adhikari et al., 2016). Soil fauna function as decomposers and they are vital for normal ecosystem structures and functions, as well as restoring degraded soil (Yin, 2001, Jouquet, 2006). Among the macro-invertebrates living in the soil, earthworms are the most important species-, and are an essential part of soil fauna (Horváth et al., 2018) due to their role in soil formation and maintenance of soil structure and fertility (Curry, 2004). Their influence on the latter appears via their participation in soil structure regulation and organic matter dynamics (Lemtiri et al., 2014). The abundance and the biomass of earthworms (Magyari-Meskó et al., 2019), should be included in the minimum suite of indicators for ecosystem functions in connection with water regulation services, carbon sequestration, and nutrient provision (Griffiths et al., 2016). They are also considered useful for monitoring different farming practices and landscape structures, as they respond quickly to land-use change (Jouquet et al., 2006) and they are significant indicators of the biological and physical condition of the

soil (Bakti et al., 2017, Kalu et al., 2015). Furthermore, the experiments conducted with earthworms can also include them as treatment variables to study their impact on the environment (for example biotic impact on soil and ecosystem services) (Fründ et al., 2010). Earthworms are known to be ecosystem engineers (Schon & Dominati, 2020) or keystone species (Singh et al., 2017), contributing to global food production with approximately 6.5% of global grain production and 2.3% of legume production (Fonte et al., 2023), as their activity enhances root distribution so that immobile macronutrients like phosphorous and other micronutrients are easily available to the plants (Ojha & Devkota, 2014). They modify soil properties and contribute to the provision of multiple ecosystem services (Schon & Dominati, 2020) and have positive effects on soil microbes, soil microbial biomass, fungal community, soil structure, water retention, and plant growth (Al-Maliki, 2021). Despite the increasing research on the taxa, their contribution to ecosystem service throughout the year remains poorly understood (Schon et al., 2017). Soil fauna, especially earthworm communities have a key role in ecosystem services provided by soil. As they influence soil structure, water capture, organic matter cycling, and nutrient availability (Fonte et al., 2019), they enhance plant growth and could trigger effective crop immune responses to some soil pathogens, as well as root biomass was not affected by nematodes in their presence (Blouin et al., 2005). Additionally, they regulate the climate and provide pollution remediation and cultural services (Blouin et al., 2013).

Their abundance and biomass can also be used to assess the environmental impact and various farming systems (Paoletti 1999). It is understood that there are various agricultural practices, that reduce earthworm abundance, such as heavy tillage, the use of chemical fertilizers (Chauhan, 2014) monoculture, with simple crop rotation and compacted soil (Thejesh, 2020), unlike permaculture farming, where the number of earthworm species was significantly higher (Szilágyi et al., 2022). A similar reduction in earthworm diversity was recorded when natural forests were converted into different land uses, affecting soil health and ecosystem functions parallel (Mulia et al., 2021), Arable land has lower earthworm density and biomass compared with permanent grasslands (Kanianska et al., 2016). Land use change does not always affect earthworm diversity and abundance, but communities of smaller-size earthworms tended to become more frequent in more intensive land use types (Susilo et al., 2009). Geographical factors alone seem to be less relevant than climatic factors in the case of earthworm abundance and species diversity (Rutgers et al., 2016). Soil water capacity and organic matter content of soil are important factors that control earthworm reactions to drought conditions (Richardson et al., 2009). Soil moisture (Singh et al., 2016, Dekemati et al., 2019, Szilágyi et al., 2020), altitude (Salomé et al., 2011), and soil parameters such as texture, depth, pH, and organic matter content are known to be important factors for earthworm activity and presence (Curry, 2004). However, it is also important to note that the appearance of invasive earthworms could reduce the diversity and density of soil invertebrates in previously earthworm-free ecosystems (Ferlian et al., 2018).

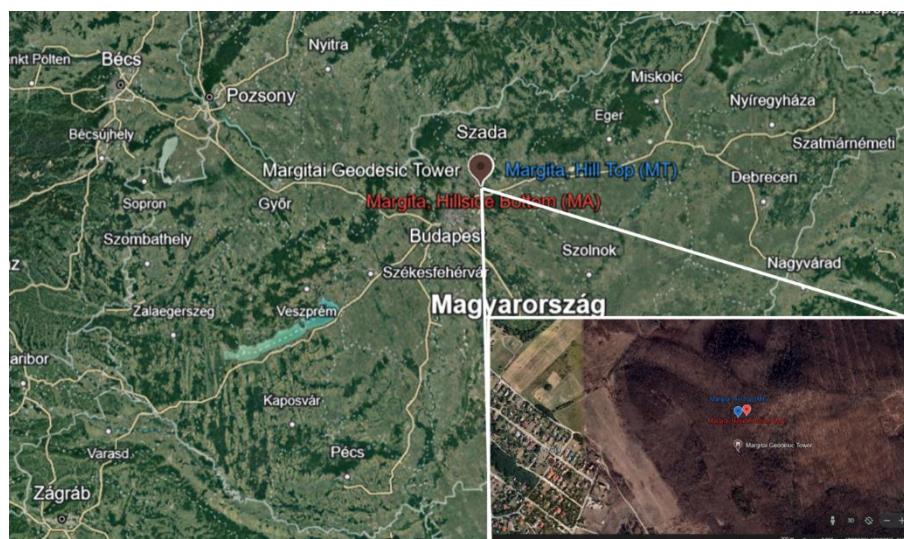
The aim of soil research should partly be to better understand the drives behind the assembly of earthworm communities. There are methods available to study earthworm dispersal, such as landscape genetics or RFID tags and they can provide an estimation of the contribution to population dynamics and ecosystem functioning (Mathieu et al., 2018), but it is also reported that there is no standardized protocol for performing comparable studies (Fründ et al., 2010). To improve the ecosystem services driven by the earthworms, policymakers should focus on landscape management to enhance earthworm diversity (Hoeffner et al., 2021), and local ecological knowledge is required for communication between scientists and farmers (Dewi & Senge, 2015).

The objective of our study was to perform a spatio-temporal experiment in the Gödöllő Landscape Protection Area, which is in one of the most eroded parts of Hungary (Demény &

Centeri, 2008), on earthworm abundance and biomass, via monitoring the earthworm community. As various earthworm research focus on their abundance and their influencing factors in sites dominated by agriculture such as pastures and there is a lack of research on nature conservation areas. We hypothesized that on the bottom of the hill, there would be more earthworms than on the top of the hill, due to the hillside effect.

## MATERIAL AND METHODS

In the Gödöllő Hills Landscape Protection Area in Hungary, two sampling points were chosen, near its peak at Margita (altitude 345 and 340 m, respectively) in Szada. The area belongs to the Gödöllő Hills microregion of the North Hungarian Range (Csorba et al., 2018). Namely, the first place at the Hilltop, and samples from this location were marked with 'MT', while the second spot was lower on the side of the hill, marked with 'MA'. Both MT Hilltop and MA Hillside were in an oak forest. Sampling sites are shown in Figure 1.



**Fig. 1. Location of study sites in Szada (Source: Google Earth, access: 2023.10.03.).**

Sampling was performed once a month at both locations, 5 replicates each, and at each time point, a new soil cube was sampled near the previous ones, within a 5-meter radius. When deciding where the sample site will be, choosing a nature conservation area was an important point, as earthworm data from protected areas is limited in Hungary (Szederjesi, 2011). Also, the two sample sites are in proximity of each other; however, there is an altitude difference between them, so they could be used to investigate the hillside effect.

At both sampling sites, 5 samplings were done at every sampling day, by digging soil blocks of  $25 \times 25 \times 25$  cm with a spade, according to ISO (2006) standard. Hand-sorted earthworms were placed in closed containers with holes. For adults, their species could be identified, for juveniles, only ecotypes were noted. Additionally, approx. 150 g of soil samples were taken from each sampling site to assess them using a portable NIR (near-infrared) soil scanner of AgroCares Company. Measurements were carried out using the SoilCares phone application and results were exported in Excel file for the following parameters: pH, exchangeable Calcium (Ca), Potassium (K), Magnesium (Mg), potential mineralizable nitrogen, soil moisture content, clay content, and soil organic matter content, all phosphorous (P), all Aluminum (Al) and all Iron (Fe), as well as cation exchange capacity (CEC). Mean and standard deviation values were calculated for the 5 replicates. Abundance and biomass values were calculated to  $1 \text{ m}^2$ , by multiplying the number of earthworms found and their weight by 16. Statistica software was used for further statistical analysis. Abundance data (number of earthworms/ $\text{m}^2$ ) were square

root transformed to respect the conditions for normality and the homogeneity of variance. When the distribution was non-normal based on the Shapiro-Wilk test, the non-parametric Kruskal-Wallis test was performed. The hillside hypothesis was tested using one-way ANOVA for which the following conditions were met: the expected value of  $\varepsilon_{ij}$  errors is 0;  $\varepsilon_{ij}$  errors follow a normal distribution; homoscedasticity: the variance of the error is constant and  $\varepsilon_{ij}$  errors are independent both within and between groups. Correlation analysis was performed to see if any soil parameters have a statistically significant influence on the biomass and abundance of earthworms. Variance components were estimated to determine whether the sampling time or the error part had a bigger influence. The error part contained all the parameters not considered in our model.

## RESULTS AND DISCUSSION

### *Earthworm communities of sampling sites*

Altogether 6 earthworm species were found during the fieldwork: 3 endogeic (EN) – the most numerous ecotype, 2 epigeic (EP), and 1 anecic (AN) species (Table 1.). *Aporrectodea rosea* was found to be the most frequent of them, both in abundance as well as the frequency of occasions when it was present at a sampling site compared with other species.

**Table 1. Count of adult earthworms by species, sampling site, and time of sampling. N/A: missing data, J: only juvenile individuals, - means neither adult nor juvenile individuals found**

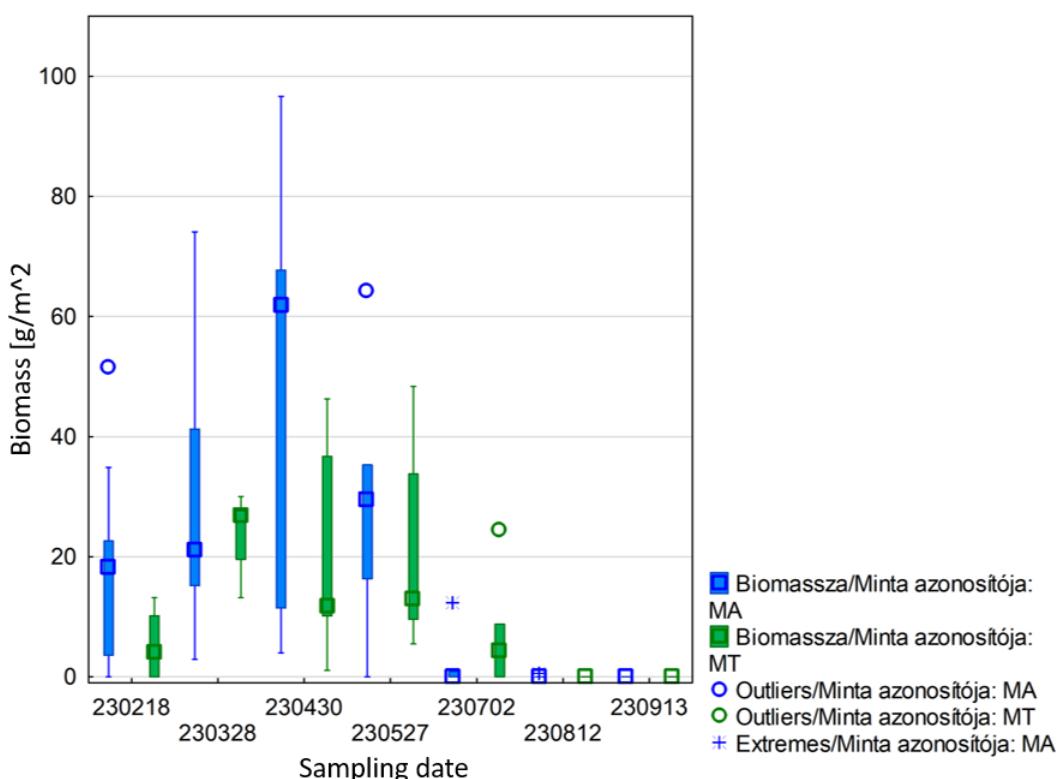
Sampling area and month of sampling		Margita																		
		MT									MA									
Species	Eco-type	2022.		2023.									2023.							
		04	05	01	02	02	03	04	05	07	07n	08	09	01	02	02	03	04	05	
<i>Aporrectodea rosea</i>	EN	6					8	4	3	2	1			1	3	4	8	7	1	1
<i>Lumbricus terrestris</i>	AN													1						
<i>Aporrectodea caliginosa</i>	EN								1						1		1			
<i>Lumbricus rubellus</i>	EP			1											1					
<i>Eisenia fetida</i>	EP																1			
<i>Octolasion lacteum</i>	EN														1					
<b>No. of species</b>		1	1	N/A	J	J	1	1	2	1	1	J	-	N/A	1	4	2	2	2	1

The rest of the species could be categorized, whether it was found both at MA and MT or just either of them. Two species, namely *Aporrectodea caliginosa* and *Lumbricus rubellus* were common and found at both sites. However, at the bottom of the hill, *Lumbricus terrestris*, *Eisenia fetida*, and *Octolasion lacteum* were only present at MA. In most cases, 1 or 2 species were found at a sampling site (in the five soil blocks). The only exception was MA in February 2023, when four species were present in the samples. At this time point, 2 x 5 replicates were performed at both sites. To conclude, more earthworm species were found at the bottom of the hill (MA). Species diversity was highest during the spring months (March-May), including February when the most four species were found. The presence of epigeic *Eisenia fetida* at a wide range of locations is due to composting (Szederjesi, 2018) and is a vermiculture species, together with other epigeic species, *Lumbricus rubellus* (Lowe *et al.*, 2014). *Lumbricus terrestris*, the only anecic species found, creates deep burrows and tends to feed at night (Daniel, 1992); also, as our sampling depth was 25 cm and sampling happened during the daytime, there was a lower chance of finding this species. *Aporrectodea rosea* and *A. caliginosa* are endogeic and are widely distributed in the temperate zone of the Holarctic (Hendric *et al.*, 2008). The third endogeic species was the *Octolasion lacteum*, which can dominate earthworm communities with *Aporrectodea caliginosa* (Bonkowski *et al.*, 1998).

### **Comparison of sampling times**

As visible in Figure 2., the peak in biomass was in April for MA (48.35 g/m<sup>2</sup>) and in March for MT (23.43 g/m<sup>2</sup>). These values are still quite low; however, the minimum biomass values for both sites with 0 earthworms found in September are quite extreme. As for the abundance, the maximums were in April: MA with 73.60 individuals/m<sup>2</sup> and MT with 64.00 individuals/m<sup>2</sup>. Similar to the biomass, abundance values were 0 in September; hence, no earthworms were found.

The spring months (March, April, May), including February, had much higher earthworm biomass and abundance than the summer and autumn data. During last summer, there was an extended drought period in the area, this summer was also dry. In the summer period, earthworms tend to dig deeper in the soil, and autumn has also been without much precipitation, an unfavourable condition for earthworms.



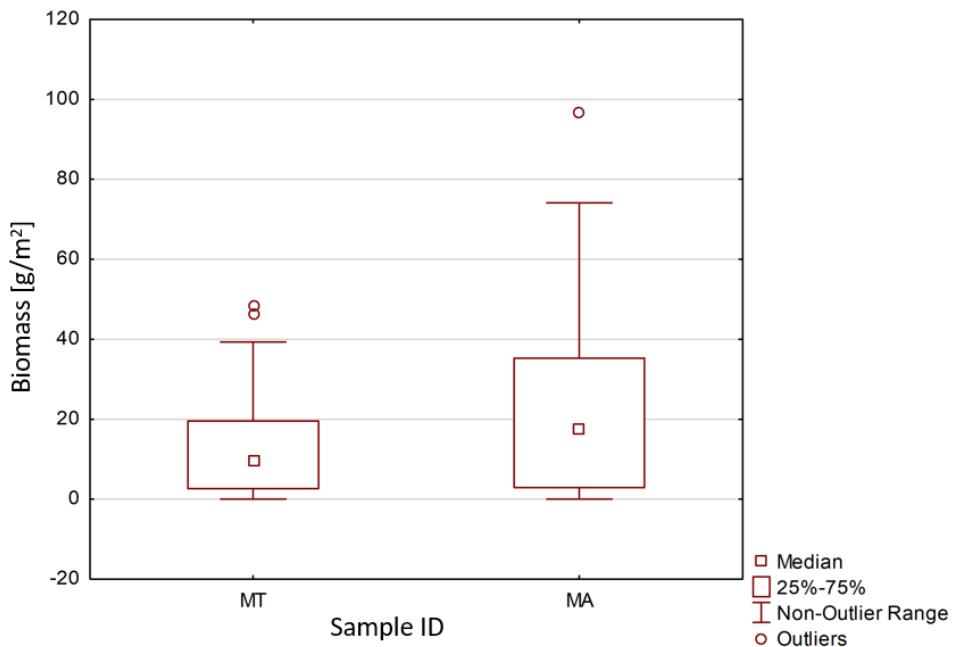
**Fig. 2. Biomass of earthworm at MA and MT at different sampling times (Biomassza = Biomass, Minta azonosítója = Sample ID).**

The variation was quite big between the five replicates, regardless of the sampling time. When checking the variance components, the error component had a much bigger effect than the sampling time. It means that the not-considered parameters had a bigger influence on earthworm abundance and biomass than the sampling time.

### **Hillside effect hypothesis**

We hypothesized that more earthworms and higher biomass are expected at the bottom of the hill than at the top. The assumption is that soil water content and other important macro- and micronutrients considered beneficial for earthworm abundance are higher at the bottom of the hill, which could result in higher numbers and bigger biomass. According to our results (Figure 3.), for the abundance, the p-value was 0.304, so the null hypothesis was rejected; however,

there is a significant difference ( $p=0.020$ ) between the biomass of earthworms at Szada, Hillside Deep (MA), and Top (MT) so the null hypothesis has been accepted.



**Fig. 3. Box plot of earthworm biomass at MT and MA.**

#### **Comparison of soil parameters, abundance, and biomass of earthworms**

Based on the statistical analysis, there is no significant correlation between soil parameters, the abundance, and the biomass of earthworms. This is the case for both MT and MA sampling sites. This can be due to the small sample sizes, as well as the variation in data. Also, there could be significant parameters that we did not check. But our finding is also in line with Hodson *et al.* (2021), that earthworm distribution is not driven by measurable soil properties.

## **CONCLUSIONS**

Our hypothesis regarding the hillside effect on the number of earthworms was partly accepted. A significant difference was found in the biomass of earthworms; however, this did not apply to their abundance. This hypothesis is also supported by the difference in earthworm communities found at MA and MT, all 6 species found were present at MA, while only two species at MT. Mostly endogeic species were found. This could be due to the sampling depth (25 cm) and the fact that some species are nocturnal. We could not statistically confirm other soil parameters influencing earthworm abundance and biomass. Species diversity was highest during February-May, while the abundance and biomass of earthworms also had their maximums during spring (March and April) samplings. Abundance and biomass dropped during the summer months, even in September did not increase, which might be due to the dry summer and autumn in the area.

## **REFERENCES**

- Adhikari, K., Hartemink, A. E. (2016): Linking soils to ecosystem services – A global review. *Geoderma*, 262, 2016, 101–111.
- Al-Maliki, S., Al-Taey, D.K.A., Al-Mammori, H.Z. (2021): Earthworms and eco-consequences: Considerations to soil biological indicators and plant function: A review. *Acta Ecologica Sinica*, 41, 2021, 512–523.

*Electronic Book*  
*Contemporary Challenges in Environmental Research*

- Bakti, B., Simon, B., Gyuricza, Cs. (2017): Earthworm (Lumbricidae) number and biomass study in a woody energy plantation. Alföldi Forests Association, Research Day. 116–125. Access: Kutatói Nap 2017. (oszk.hu) (2022.10.08.)
- Barczi, A., Centeri, Cs., Michéli, E., Penksza, K., Schubert, F., Stefanovits, P., Szabóné Kele, G., M. Tóth, T. (2008): A talajtan földtani és természetföldrajzi alapjai. Szent István University, Gödöllő, 114 p.
- Barczi, A., Tóth, Cs., Tóth, A., Pető, Á. (2009): A Bán-halom komplex tájökológiai és paleotalajtani felmérése. Tájökológiai Lapok, 7, 1, 191–208.
- Blouin, M., Zuijly-Fodil, Y., Pham-Thi, A-T., Laffray, D., Reversat, G., Pando, A., Tondoh, J., Lavelle, P. (2005): Belowground organism activities affect plant aboveground phenotype, inducing plant tolerance to parasites. *Ecol. Lett.*, 8, 2005, 202–208.
- Blouin, M., Hodson, M. E., Delgado, E. A., Baker, G., Brussaard, L., Butt, K. R., Dai, J., Dendooven, L., Peres, G., Tondoh, J. E., Cluzeau, D., Brun, J.-J. (2013): A review of earthworm impact on soil function and ecosystem services. *European Journal of Soil Science*, 64, 2, 161–182.
- Bolf, G. B., Szabó, J., Szabó, B., Czakó, B., Németh, A. (2014): Protection measures against gully erosion in the Gödöllő Hillside Landscape Protection District. In: A., Čelková (ed.) 21st International Poster Day and Institute of Hydrology Open day: Transport of Water, Chemicals, and Energy in the Soil-Plant-Atmosphere System: Proceedings of peer-reviewed contributors Bratislava, Slovakia: Institute of Hydrology SAS, pp. 24–37.
- Bonkowski, M., Scheu, S., Schaefer M. (1998): Interactions of earthworms (*Octolasion lacteum*), millipedes (*Glomeris marginata*) and plants (*Hordelymus europaeus*) in a beechwood on a basalt hill: implications for litter decomposition and soil formation. *Applied Soil Ecology*, 9, 1–3, 161–166.
- Centeri, Cs., Akác, A., Jakab, G. (2012): Land use change and soil degradation in a nature protected area of East-Central Europe. In: Aubrecht, C., Freire, S., Steinnocher, K. (eds) *Land Use: Planning, Regulations, and Environment*. New York (NY), United States of America: Nova Science Publishers pp. 211–241.
- Chauhan, R. P. (2014): Role of Earthworms in Soil Fertility and Factors Affecting Their Population Dynamics: A review. *International Journal of Research*, 1, 6, 642–649.
- Csorba, P., Ádám, Sz., Bartos-Elekes, Zs., Bata, T., Bede-Fazekas, Á., Czúcz, B., Csima, P., Csüllög, G., Fodor, N., Frisnyák, S. et al. (2018): Landscapes. In: Kocsis, K., Gercsák, G., Horváth, G., Keresztesi, Z., Nemerkényi, Zs (eds) National atlas of Hungary: volume 2. Natural environment. Budapest, Hungary: Geographical Institute, Research Centre for Astronomy and Earth Sciences pp. 112–129. [https://www.nemzetiatlasz.hu/MNA/National-Atlas-of-Hungary\\_Vol2\\_Ch10.pdf](https://www.nemzetiatlasz.hu/MNA/National-Atlas-of-Hungary_Vol2_Ch10.pdf)
- Curry, J.P. (2004): Factors affecting the abundance of earthworms in soil. In: *Earthworm Ecology*; Edwards, C.A., Ed.; CRC Press LLC: Boca Raton, FL, USA, 2004, pp. 91–114.
- Daniel, O. (1992): Population dynamics of *Lumbricus terrestris* L. (*Oligochaeta: Lumbricidae*) in a meadow. *Soil Biology and Biochemistry*, 24, 12, 1425–1431.
- Dekemati, I., Simon, B., Vinogradov, Sz., Birkás, M. (2019): The effects of various tillage treatments on soil physical properties, earthworm abundance and crop yield in Hungary. *Soil & Tillage Research*, 194, 2019, 104334
- Demény, K., Centeri, Cs. (2008). Habitat loss, soil and vegetation degradation by land use change in the Gödöllő Hillside, Hungary. *Cereal Research Communications*, 36, 2008, 1739–1742.
- Dewi, W. S., Senge, M. (2015): Earthworm diversity and ecosystem services under threat. *Reviews in Agricultural Science*, 3, 2015, 25–35.
- Ferlian, O., Eisenhauer, N., Aguirrebengoa, M., Camara, M., Ramirez-Rojas, I., Santos, F., Tanalgo, K., Thakur, M. P. (2018): Invasive earthworms erode soil biodiversity: A meta-analysis. *Journal of Animal Ecology*, 87, 1, 162–172.
- Fonte, S.J., Hsieh, M., Mueller, N.D. (2023): Earthworms contribute significantly to global food production. *Nat Commun*, 14, 2023, 5713.
- Fonte, S. J., Botero, C., Quintero, D. C., Lavelle, P., van Kessel, C. (2019): Earthworms regulate plant productivity and the efficacy of soil fertility amendments in acid soils of the Colombian Llanos. *Soil Biol. Biochem.*, 129, 2019, 136–143.

*Electronic Book*  
*Contemporary Challenges in Environmental Research*

- Fründ, H-C., Butt, K., Capowiez, Y., Eisenhauer, N., Emmerling, C., Ernst, G., Potthoff, M., Schädler, M., Schrader, S. (2010): Using earthworms as model organisms in the laboratory: Recommendations for experimental implementations. *Pedobiologia*, 53, 2010, 119–125.
- Griffiths, B.S., Römbke, J., Schmelz, R.M., Scheffczyk, A., Faber, J.H., Bloem, J., Pérés, G., Cluzeau, D., Chabbi, A., Suhadolc, M., Sousa, J.P., Martins da Silva, P., Carvalho, F., Mendes, S., Morais, P., Francisco, R., Pereira, C., Bonkowski, M., Geisen, S., Bardgett, R.D., de Vries, F.T., Bolger, T., Dirilgen, T., Schmidt, O., Winding, A., Hendriksen, N.B., Johansen, A., Philippot, L., Plassart, P., Bru, D., Thomson, B., Griffiths, R.I., Bailey, M.J., Keith, A., Rutgers, M., Mulder, C., Hannula, S.E., Creamer, R., Stone, D. (2016): Selecting cost-effective and policy-relevant biological indicators for European monitoring of soil biodiversity and ecosystem function. *Ecological Indicators*, 69, 2016, 213–223.
- Hendrix, P. F., Callaham, M. A., Drake, J. M., Huang, C.-Y., James, S. W., Snyder, B. A., Zhang, W. (2008): Pandora's Box Contained Bait: The Global Problem of Introduced Earthworms. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 39, 1, 593–613.
- Hodson ME, Corstanje R, Jones DT, Witton J, Burton VJ, Sloan T, Eggleton P. (2021): Earthworm distributions are not driven by measurable soil properties. Do they really indicate soil quality? *PLoS One*. 2021 Aug 30;16(8): e0241945. doi: 10.1371/journal.pone.0241945. PMID: 34460828; PMCID: PMC8404981.
- Hoeffner, K., Santonja, M., Monard, C., Barbe, L., Le Moing, M., Cluzeau, D. (2021): Soil properties, grassland management, and landscape diversity drive the assembly of earthworm communities in temperate grasslands. *Pedosphere*, 31, 3, 375383.
- Horváth, E., Centeri, Cs., Biró, Zs. (2018). Effects of game exclusion on plants and earthworms in the Gödöllő Hillside Landscape Protection Area. In: Anežka, Čelková (szerk.) 25th International Poster Day and Institute of Hydrology Open day: Transport of Water, Chemicals, and Energy in the Soil-PlantAtmosphere System: Proceedings of peer-reviewed contributors Bratislava: Institute of Hydrology SAS, pp. 14–20.
- ISO - International Standard ISO23611-1, 2006. Soil Quality – Sampling of Soil Invertebrates – Part 1: Hand-sorting and Formalin Extraction of Earthworms. Reference number: ISO 23611-1:2006 (E). First edition
- Jouquet, P., Bottinelli, N., Mathieu, J., Orange, D., Podwojewski, P., des Tureaux, T. H., Tran Duc, T. (2006): Impact of Land-Use Change on Earthworm Diversity and Activity: The Consequences for Fertility and Soil Erosion. Sustainable Sloping Lands and Watershed Management Conference, 131–141.
- Kalu, S., Koirala, M., Khadaka, U. R. (2015): Earthworm population in relation to different land use and soil characteristics. *Journal of Ecology and the Natural Environment*, 7, 5, 124–131.
- Kanianska, R., Jad'ud'ová, J., Makovníková, J., Kizeková, M. (2016): Assessment of Relationships between Earthworms and Soil Abiotic and Biotic Factors as a Tool in Sustainable Agricultural Sustainability, 8, 2016, 906.
- Lemtiri A, Colinet G, Alabi T, Cluzeau D, Zirbes L, Haubrige E, Francis F. (2014): Impacts of earthworms on soil components and dynamics. A review. *Biotechnol. Agron. Soc. Environ.*, 18, 1, 121–133.
- Lowe, C. N., Butt, K. R., Sherman, R. L. (2014): Chapter 20 - Current and Potential Benefits of Mass Earthworm Culture, Mass Production of Beneficial Organisms, Academic Press, pp. 683–709.
- Magyari-Meskó, R., Kolár, A., Centeri, Cs., Biró, Zs (2019): Comparison of earthworm numbers and some soil parameters of conventional and organic farms in Hungary. In: A., Celková (szerk.) 26th International Poster Day and Institute of Hydrology Open Day: Transport of water, chemicals, and energy in the soil-plant atmosphere system. Bratislava, Slovakia: Slovak Academy of Sciences, Institute of Hydrology, pp. 119–127.
- Mathieu, J., Caro, G., Dupont, L. (2018): Methods for studying earthworm dispersal. *Applied Soil Ecology*, 123, 2018, 339–344.
- Mulia, R., Hoang, S.V., Dinh, V.M., Duong, N.B.T., Nguyen, A.D., Lam, D.H., Hoang, D.T.T., van Noordwijk, M. (2021): Earthworm Diversity, Forest Conversion and Agroforestry in Quang Nam Province, Vietnam. *Land*, 10, 1, 36.
- Ojha, R. B., Devkota, D. (2014): Earthworms: 'Soil and Ecosystem Engineers' – a Review. *World Journal of Agricultural Research*, 2, 6, 257–260.

*Electronic Book*  
*Contemporary Challenges in Environmental Research*

- Paoletti, M.G. (1999): The role of earthworms for assessment of sustainability and as bioindicators. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 74, 1999, 137–155.
- Pető Á., Barczi A, Joó K., Grónás V. (2008): Phytolith analysis of modern soil profiles as a tool to demonstrate land use changes and anthropogenic impact. (Case study from the Bakony Mountains). *Cereal Research Communications*, 36, 2008, 955–958.
- Richardson, D.R., Snyder, B.A., Hendrix, P.F. (2009): Soil moisture and temperature: tolerances and optima for a non-native earthworm species, *Amyntas agrestis* (Oligochaeta: Opisthopora: Megascolecidae), *Southeast. Nat.*, 8, 2, 325–334.
- Rutgers M, Orgiazzi A, Gardi C, Römbke J, Jänsch S, Keith A, Neilson R, Boag B, Schmidt O, Murchie A, Blackshaw R, Peres G, Cluzeau D, Guernion M, Briones M, Rodeiro J, Piñeiro R, Díaz Cosín D, Sousa P, Suhadolc M, Kos I, Krogh P, Faber J, Mulders C, Bogte J, Van Wijnen H, Schouten A, De Zwart D. (2016): Mapping earthworm communities in Europe. *Applied Soil Ecology*, 97, 2016, 98–111.
- Saláta, D. Krausz, E, Reményi, L., Kenéz, Á., Pető, Á. (2014): Combining historical land-use and geoarchaeological evidence to support archaeological site detection. *Agrokémia és Talajtan*, 63, 1, 99–108.
- Salomé, C., Guenat, C., Bullinger-Weber, G., Gobat, J.-M., Le Bayon, R.-C. (2011): Earthworm communities in alluvial forests: Influence of altitude, vegetation stages and soil parameters. *Pedobiologia* 54S, S89–S98.
- Schon, N. L., Mackay, A. D., Gray, R.A., van Koten, C., Dodd, M.B. (2017): Influence of earthworm abundance and diversity on soil structure and the implications for soil services throughout the season. *Pedobiologia*, 62, 2017, 41–47.
- Schon, N.L., Dominati, E.J. (2020): Valuing earthworm contribution to ecosystem services delivery. *Ecosystem Services*, 43, 2020, 101092.
- Singh, A., Bhaduria, T., Singh, G. S. (2017): Earthworms Impact in Sustainable Management of Intensively Managed Agro Ecosystems: Indian Scenario. *Annual Research & Review in Biology*, 18, 1, 1–16.
- Singh, S., Singh, J., Vig, A. P. (2016): Effect of abiotic factors on the distribution of earthworms in different land use patterns. *The Journal of Basic & Applied Zoology*, 74, 2016, 41–50.
- Szederjesi, T. (2011): The earthworm fauna of the Karancs-Medves Landscape Protection Area (Oligochaeta, Lumbricidae). *Opuscula Zoologica Budapest*, 42, 1, 67–73.
- Szederjesi, T. (2018): Adatok Magyarország földigiliszta-faunájához (Megadrili: Lumbricidae, Criodrilidae). *Folia Historico-Naturalia Musei Matraensis*, 42, 2018, 05–09.
- Szilágyi, A., Plachi, E., Waltner, I., Grósz, J., Sebők, A., Simon, B. (2020): Relations among soil moisture, soil compaction and earthworm abundance in conventional, organic and permaculture horticulture farms -an ecosystem service approach. Conference Paper Conference: 27th Poster Day: Transport of water, chemicals, and energy in the soil–plant–atmosphere system in conditions of climate variability, Bratislava.
- Szilágyi, A, Plachi, E, Kun, R, Nagy, P, Centeri, Cs, Simon, B (2022): Effects of soil characteristics and farm types on earthworm populations in Hungarian organic, permaculture and conventional farms. 20 May 2022, PREPRINT (Version 1) Available: Research Square [<https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-1670104/v1>]
- Susilo, F.X., Murwani, S., Dewi, W.S., Aini, F.K. (2009): Effect of land use intensity on diversity and abundance of soil insects and earthworms in Sumberjaya, Lampung. *Biospecies*, 2, 2, 1–11.
- Thejesh, C. (2020): Role of Earthworms for Sustainable Agriculture: A Review. *International Journal of Research and Review*, 7, 5, 391–396.
- Yin, W.Y. (2001): A brief review and prospect on soil zoology. *Bull. Biol.*, 36, 2001, 1–3.

## STUDY OF LARGE GLACIER RETREAT IN RIVERS ENGURI AND RIONI BASINS

**G. Kordzakhia<sup>1</sup>, L. Shengelia<sup>1</sup>, G. Tvauri<sup>2</sup>, M. Dzadzamia<sup>3</sup>, G. Gulashvili<sup>3</sup>, S. Beridze<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Institute of Hydrometeorology, Georgian Technical University

<sup>2</sup> Institute of Physics of I. Javakhishvili Tbilisi State University

<sup>3</sup> National Environmental Agency of the Ministry of Environmental Protection and Agriculture of Georgia

*Corresponding author: G. Kordzakhia, Institute of Hydrometeorology, Georgian Technical University, 150 a Davit Ahmashenebeli av. 0112, Tbilisi, Georgia, giakordzakhia@gmail.com*

### **ABSTRACT**

The retreat of large glaciers is an excellent indicator of climate change. At the same time, the study of the retreat of large glaciers is necessary to characterize the degradation of the glaciological basin. An effective solution to this problem is possible only by using high-resolution Earth satellites because these effective remote sensing tools can dynamically record the retreat of large glaciers. From the second half of the 20<sup>th</sup> century the large glaciers are retreating and this process is accelerating due to the non-linearity of modern climate change. The objective of the article is analytically describe the dependence of large glaciers retreats on time. Under certain assumptions, it allows us to determine the approximate date of the complete melting of large glaciers. The retreat dynamics of the r. Enguri Basin large glacier North Liadeshti and the r. Rioni Basins' large glacier Kirtisho (Georgia) is discussed and the analytical characteristics of their retreat are determined. Based on the Business as Usual scenario of climate change full melting dates of the glacial basins of rivers Enguri and Rioni (Georgia) are investigated. Using the results of previous studies of the other large glaciers of r. Enguri and r. Rioni glacial basins expected time of full melting of mentioned glacial basins can be determined

**Keywords:** glacial basins, large glaciers, retreat, climate change, satellite remote sensing

### **INTRODUCTION**

On the ridge of the Greater Caucasus, (Georgian side) there are rather high glaciers (the maximal elevations are up to 5200 m). Georgia's glaciers are an important climatic and economic resource and represent the country's wealth, as they store a large amount of fresh water. Glaciers are one of the main factors in shaping the water regime and regional climate in the country. They form the unique landscape of the area that is important for tourism and economic activities.

Since the beginning of the 21<sup>st</sup> century, research on glaciers in Georgia has become increasingly important due to the degradation of glaciers under the impact of climate change. Due to the degradation of large glaciers, a change in the water balance and degradation of landscapes and the growth of the natural disasters' frequency and intensity of glacial origin are observed.

The last problem resulted in material and human losses due to the retreat of large glaciers. We can give examples of the latest natural disasters of glacial origin that took place in the 21<sup>st</sup> century due to climate change. The terrible negative impact had a place in some areas of the country, namely in the Kazbegi municipality due to the melting of the Devdoraki glacier (2014) (Kordzakhia et al., 2015), in Mestia municipality due to the degradation of the Murkwami glacier (2019) and the newest in Showi municipality due to the fall of the glacier Buba (2023). There were human losses and heavy damage to infrastructure.

This poses a significant threat to the sustainable development of the country, and the study of glaciers is considered one of the priority activities. Therefore, it becomes necessary to determine the trends of glacier degradation in the background of global climate warming (Tignor et.al., 2018; Bates et. al., 2008).

An effective indicator of regional climate change is the retreat of large glaciers (area  $> 2 \text{ km}^2$ ). Scientific study of this issue is possible only by using high-resolution satellite remote monitoring (SRS) because today it is impossible to carry out expensive ground-based observations on the necessary scale and accuracy, in the conditions of limited resources and time.

## **STUDY AREA, METHODOLOGY AND DATA**

Georgian Glaciers are located on the ridge of the Greater Caucasus. They are well-developed, rather high glaciers (the maximal elevations are up 5 200 m). They are mainly concentrated in the basins of Enguri, Rioni, Kodori, Tergi and other rivers. This makes 12 glacial basins.

Scientific observations of glaciers in Georgia began in 1860. As a rule, observations of glaciers were carried out mainly by ground observations. It should be noted that during the year it was possible to cover the glaciers of one or two valleys annually, which amounted to a few tens of glaciers when more than 600 glaciers were registered in Georgia at that time. Thus, it is clear that observation of all glaciers by land-based observations requires several decades. A large volume of glaciological work was carried out in Georgia during the Tsarist Russian Empire, and later in the former Soviet Union, based on which the catalogue of glaciers of the Soviet Union (hereinafter the catalogue) was created, various volumes of which were published in the 60s and 70s of the last century. The glaciers of West Georgia are discussed in (*Katalog lednikov USSR*, 1977).

Currently, the objective of our study is the research of retreat dynamics of North Liadeshti (R. Enguri glacial basin) and Kirtisho (R. Rioni glacial basin) glaciers. These glaciers are from highland glacial basins. Thus, they are very important and their degradation study is very interesting.

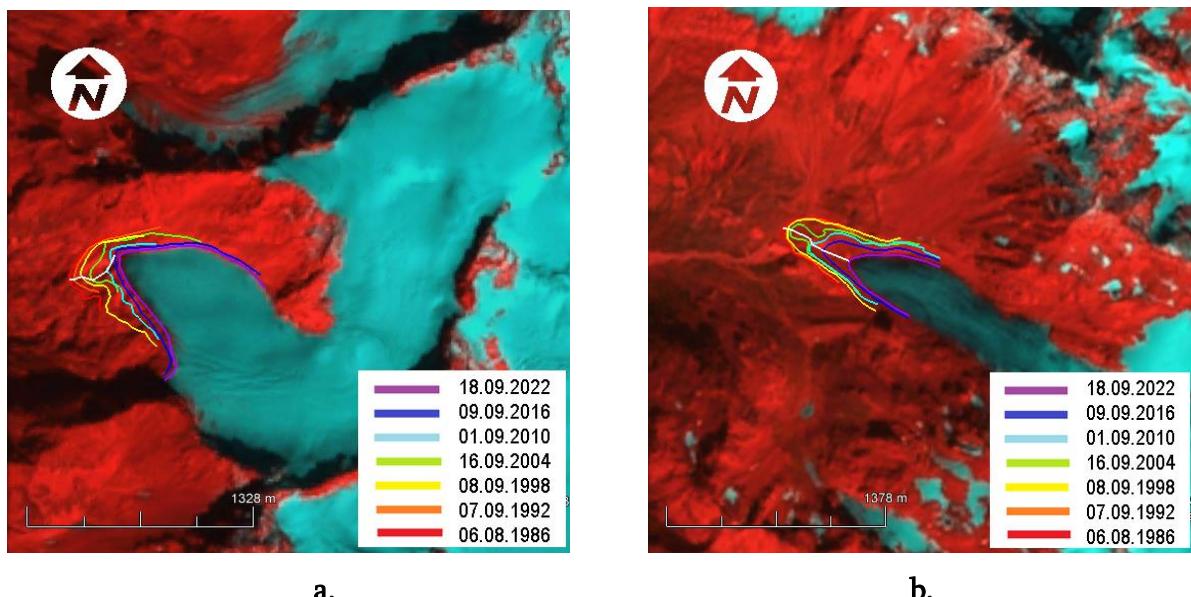
Based on SRS, the dynamics of the retreat of large glaciers are studied by determining the retreat of the end of the glacier tongue, for those glaciers whose end of the tongue is formed and is not covered with debris material.

The methodology for determining the retreat of the end of the large glacier tongue is presented in (Kordzakhia et al., 2020; 2019). For this purpose, data from various Landsat satellites have been used, although the results are significantly influenced by the level of satellite data processing. The date and cloudiness of the satellite data are taken into account, although in some cases images with fairly high cloudiness are also used. It should be noted that at the observational time, the glacier surface should be as free from snow as possible, in particular, high-resolution SRS data should be selected for the period from the end of the ablation until the first snowfall. This period strongly depends on the location of the glacier, i.e. altitude, climate and weather conditions. Under the conditions of the modern climate, this time interval for Georgia is in the range from the end of August to the beginning of October.

In our earlier studies, we studied the retreat dynamics of glaciers Adishi, Qvishi, Shkhara (r. Enguti glacial basin) and Boko (r. Rioni glacial basin) that we will use for the conclusions of these glacial basins degradation (Kordzakhia et al., 2019; 2015).

## RESULTS AND DISCUSSION

Retreat dynamics of the large glaciers Shkhara (r. Enguri glacial basin) and Kitisho (r. Rioni glacial basin) are studied based on determining glacier tongue end location change. The pictures (Fig. 1 a and b) show the location of glaciers in different years with different colour contours. Contours are traced using manual digitization. The length of glacier retreat is calculated using a white broken line crossing the contours. Tables 1 and 2, respectively, show the retreat characteristics of North Liadeshti and Kirtisho glaciers according to SRS data.



**Fig. 1. Schematic images of glaciers retreat a. North Liadeshti (Enguri glacial basin), b. Kirtisho (Rioni glacial basin).**

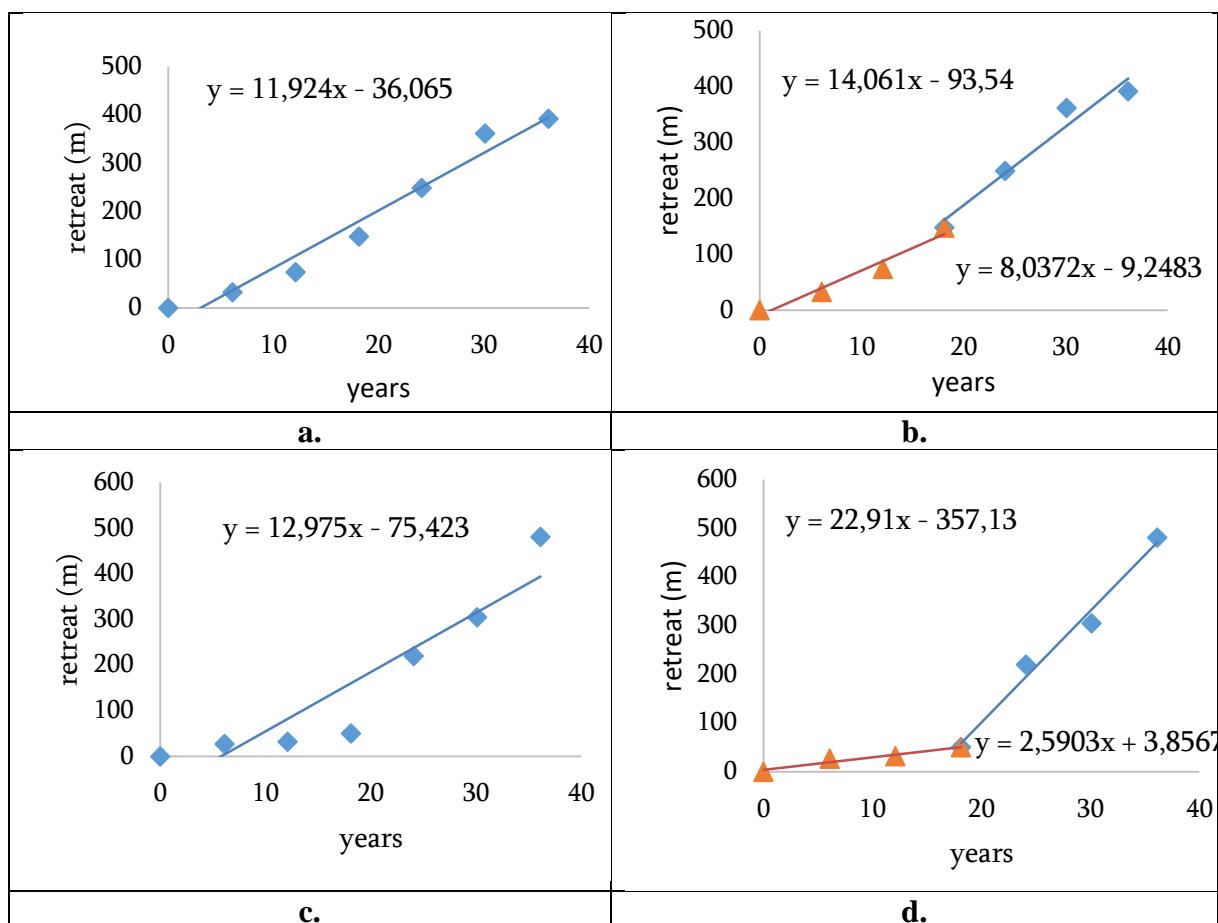
**Table 1. North Liadeshti Glacier retreat parameters according to SRS data**

№	Type of the satellite	Observational date	Coordinates		Retreat from the previous benchmark (m)	Total retreat (m)
			Latitude	Longitude		
1	Landsat 5 TM	06.08.1986	43.183983°	42.458027°	0	0
2	Landsat 5 TM	07.09.1992	43.184025°	42.458419°	32.7	32.7
3	Landsat 5 TM	08.09.1998	43.184169°	42.458914°	41.5	74.2
4	Landsat 7 +ETM	16.09.2004	43.183989°	42.459733°	73.8	148
5	Landsat 7 +ETM	01.09.2010	43.184492°	42.460746°	101	249
6	Landsat 8 OLI TIRS	09.09.2016	43.185415°	42.461358°	113	362
7	Landsat 9 OLI TIRS	18.09.2022	43.185445°	42.461727°	30	392

Fig. 2 presents North Liadeshti and Kirtisho glaciers retreat graphs for the full observational period (Fig.2 a. and c.) and two sub-periods (Fig.2 b. and d.). The initial location corresponds to 1986. two additional graphs are constructed, where the observational period is divided into two sub-periods: 1986-2004 and 2004-2022 to detail an explanation of the current climate change impact on glaciers.

**Table 2. Kirtisho Glacier retreat parameters according to SRS data**

№	Type of the satellite	Observational date	Coordinates		Retreat from the previous benchmark (m)	Total retreat (m)
			Latitude	Longitude		
1	Landsat 5 TM	06.08.1986	43.15195	42.10432	0	0
2	Landsat 5 TM	07.09.1992	43.151344	42.10501	83.9	83.9
3	Landsat 5 TM	08.09.1998	43.15108	42.10529	40.6	124.5
4	Landsat 7 +ETM	16.09.2004	43.15065	42.10553	47.0	171.5
5	Landsat 7 +ETM	01.09.2010	43.15042	42.1054	31.6	203.1
6	Landsat 8 OLI TIRS	09.09.2016	43.14987	42.10539	63.8	266.9
7	Landsat 9 OLI TIRS	18.09.2022	43.14865	42.10552	134.0	400.9

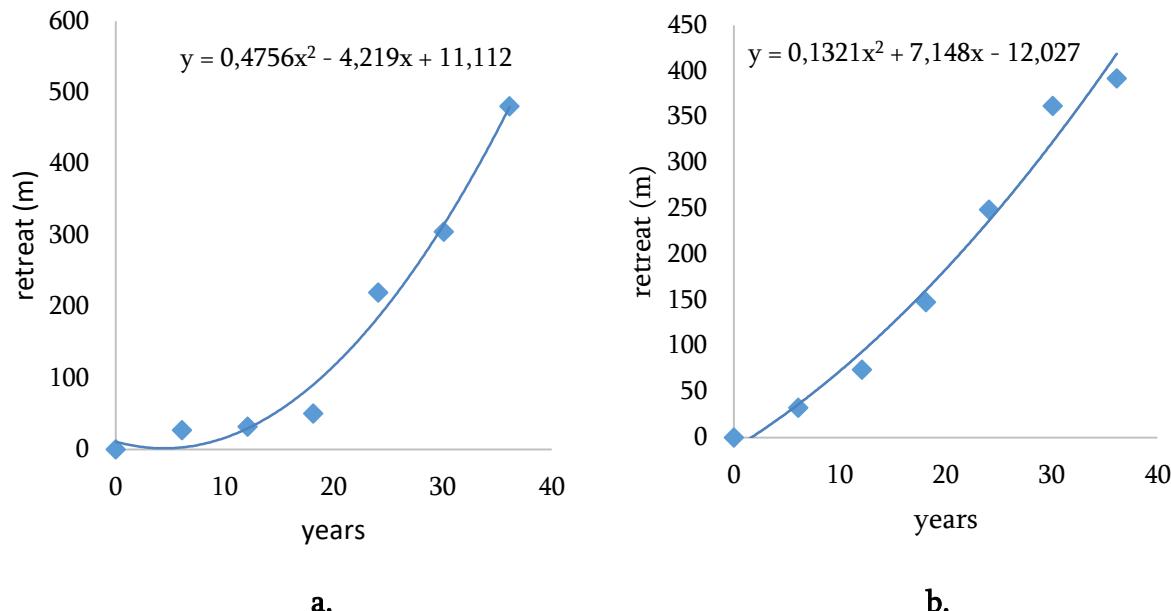


**Fig. 2. Retreat graphs and appropriate trends of glaciers North Liadeshti and Kirtisho for the full period of observation (1986 – 2022) correspondingly: a. and c. and for two sub-periods (1986 – 2004 -the orange lines) and (2004 – 2022 – the blue lines) correspondingly: b. and d.**

The analysis shows that the retreating speed of glacier North Liadeshti for the entire period of observation is approximately 11.9 m/year; in the first sub-period it is approximately 8 m/year and in the second sub-period - approximately 14 m/year.

The rate of the retreat of the Kirtisho glacier for the entire period of observation is 13 m/year; the rate of retreat in the first sub-period is approximately 2.6 m/year; and in the second sub-period - approximately 22.9 m/year.

For both glaciers, the retreat and retreat speeds in the second sub-period is significantly greater than the retreat and correspondingly the retreat speeds in the first sub-period. It means that the retreat of the glaciers is non-linear. This is a clear indicator of the increased degree of the impact of climate change on the glaciers on one hand and on another hand, the accelerated character of current climate change itself. The analysis and corresponding calculations show that the non-linear retreat of North Liadeshti and Kirtisho glaciers is described with high accuracy by the second-order parabola curve (Fig. 3).



**Fig. 3. Corrected retreat graphs of glaciers North Liadeshti and Kirtisho for the full period.**

After the detailed study of glaciers retreat dynamics it is interesting to determine the date of complete melting of those glaciers. It is relatively easy to solve this problem in conditions if climate change continues as it has been. This scenario, in climatology as well as in other activities, is called Business as Usual (BaU).

Based on the retreating equations (1) and (2), it is possible to calculate the estimated time of the glacier's full melting time.

$$y = 0.1321x^2 + 7.148x - 12.027 \quad (1)$$

$$y = 0.4756x^2 - 4.219x + 11.112 \quad (2)$$

In the case of North Liadeshti Glacier. The length of this glacier in 2022 was 4273 m. From 1986 to 2022, the glacier has shortened by 392 m. If we plug the sum of these numbers into equation (1) instead of the y coordinate, the solution of the resulting equation will give us the approximate date of the glaciers' full melting. The time that is needed for the glacier full melt is 163 years. If we add this time to the North Liadeshti starting date, we receive the glaciers' approximate data of full melting that makes 2149.

In the case of Kirtisho glacier. The length of the glacier in 2022 was 3963 m. From 1986 to 2022, the glacier has shortened by 481 m. The same calculations as above give us the time 101 years. If

we add this time to the Kirtisho glacier starting date, we receive that the glaciers' approximate data of full melt makes 2087.

As it was mentioned in the r. Enguri glacial basin the retreat and full melting date were determined for Shkhara, Qvishi and Adishi glaciers.

The area of the North Liadeshti glacier according to the catalogue of glaciers of the Soviet Union (hereinafter catalogue) is  $3.4 \text{ km}^2$ , which we adjusted with the topographic map and it turned out to be  $4.3 \text{ km}^2$ . According to our calculations, the approximate date of its complete melting is 2149.

The area of the Shkhara glacier according to the catalogue of glaciers of the Soviet Union (hereinafter catalogue) is  $5.2 \text{ km}^2$ , which we adjusted with the topographic map and it turned out to be  $5.48 \text{ km}^2$ . According to our calculations, the approximate date of its complete melting is 2151.

The area of Qvishi Glacier is  $8.4 \text{ km}^2$ . The approximate date of the complete melting of the Qvishi glacier is 2095

The area of the Adishi glacier is  $9.9 \text{ km}^2$ . The estimated date of melting of the Adishi glacier is 2146.

In the r. Rioni glacial basin the retreat and full melting date were determined for Kirtisho and Boko glaciers.

The area of the Kirtisho glacier according to the catalogue is  $4.6 \text{ km}^2$ . According to our calculations, the approximate date of its complete melting is 2087.

The area of the Boko glacier according to the catalogue is  $4.6 \text{ km}^2$ . According to our calculations, the approximate date of its complete melting is 2161.

According to our calculations, it can be concluded that if not in place mitigation measures and adaptation strategy the rivers Enguri and Rioni glacial basins will likely completely melt correspondingly in 2151 and 2161.

## **CONCLUSION**

The dynamics of the retreat of two large glaciers of Georgia North Liadeshti (Enguri Basin) and Kirtisho (Rioni Basin) are calculated in detail based on SRS, by determining the locations of glacier tongue end displacements. The detailed study of the retreat dynamics shows that the glaciers' retreat is non-linear. That shows the acceleration of modern climate change. Based on the simplest BaU scenario of climate change are studied full melting dates of the glacial basins of rivers Enguri and Rioni. Calculations show that the full melting approximate date for the r. Enguri glacial basin would be 2151. Regarding the Rioni basin, the likely date for the full melting of this glacial basin would be 2161.

## **Acknowledgments**

This work was supported by Shota Rustaveli National Science Foundation of Georgia (SRNSFG) [grant number FR-21-1996 "Research on the Degradation of Georgian Glaciers in Recent Decades and the Creation of an Electronic Atlas of Georgian Glaciers"].

## **REFERENCES**

- Kordzakhia, G., Shengelia, L., Tvauri, G., Dzadzamia, M. (2015): Research of Devdoraki Glacier Based on Satellite Remote Sensing Data and Devdoraki Glacier Falls in Historical Context. American Journal of Environmental Protection, 4, 2015, 14–21.
- Tignor M. et.al. (2018): The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. A Special Working Group II Technical Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC Secretariat, Geneva, Switzerland. 755 p.
- Bates B.C. et. al. (2008): Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC. Climate Change and Water. IPCC Secretariat, Geneva, Switzerland. 210 p.
- Katalog lednikov USSR (1977): V. 9, vip. 3, ch. 1; vip. 1, ch. 2-6. V. 8, vip. 11, ch. 12, L.: Gidrometeoizdat.
- Kordzakhia, G., Shengelia, L., Tvauri, G., Dzadzamia, M. (2020): Current Climate Change Impact on the Mtkvari (Kura) River Basin Glaciers Degradation. Bulletin of the Georgian National Academy of Sciences, 14, 2020, 56–63. ISSN – 0132 – 1447.
- Kordzakhia, G., Shengelia, L., Tvauri, G., Dzadzamia, M. (2019): The climate change impact on the glaciers of Georgia. Journal-World Science, 4, 2019, 29–34.
- Kordzakhia, G. (2020): The Fourth National Communication of Georgia to the United Nations Framework Convention on Climate Change. Tbilisi, 2020, Chapter 4.4, Glaciers, 241–250.

## THE IMPACT OF RODENTS ON SOIL PARAMETERS ON ARABLE FIELD

**Csaba Centeri<sup>1,2</sup>, Márton Vona<sup>3</sup>, Viktória Vona<sup>3</sup>, Zita Zseberry<sup>4</sup>, Zsolt Biró<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> Institute for Wildlife Management and Nature Conservation, Hungarian University of Agriculture and Life Sciences

<sup>2</sup> National Laboratory for Health Security, Hungarian University of Agriculture and Life Sciences,

<sup>3</sup> Csernozjom Ltd., 4065-Nagykörű, Arany J u. 10.

<sup>4</sup> Herman Ottó Institute Nonprofit Ltd.

*Corresponding author: Csaba Centeri, Institute for Wildlife Management and Nature Conservation, 2103-Gödöllő, Páter K. u. 1., Hungary, Centeri.Csaba@uni-mate.hu*

### **ABSTRACT**

Arable field suffer tremendous pressure from rodents in Hungary. Their digging activities can affect soil attributes, mainly due to the mixture of lower and upper part of the soil. This is the reason that changes greatly depend on the thickness and other parameters of the soil profile. Samples of soil materials removed and piled up on the surface by rodents and the nearby intact soil were analyzed to evaluate 12 soil parameters by a NIR device (e.g. SOM, N, P, K, Ca, Al, pH, etc.). Our aim was to show differences between the freshly remove soils of the lower layers, if there were any possible mixing effect that might change the soil forming processes. We found no statistical differences in the measured parameters in the chosen sample area. However, there are obvious trends, e.g. soil organic matter is usually lower in the materials removed from the lower layers. Statistically only the pH was close to the limit ( $p=0.055$ ). More samples are needed to prove the effects that can be measured. Furthermore, there are more effects that can only be measured with other methodologies, e.g. macropores cause more infiltration and also affect heat and other aeration processes.

**Keywords:** bioturbation, soil formation, trend, chemical properties, NIR

### **INTRODUCTION**

As human population is growing, anthropogenic effects are also causing tremendous, mostly negative effects in our environment. As soil is still the major natural resource of food production, its protection and improvement are of high importance. One of the major conflicts in relation with soils is the wildlife effect, as it is mostly considered as damage and not as an effect (Fabók and Kovács 2019). Regardless of these problematic relations, soil dwelling animals are considered as those who have positive effects on soil formation, soil quality and many soil parameters. It is vital to find good impact indicators to evaluate the effect of animals in relation with soils. There are some widely investigated groups, e.g. the effect of wild boar is well-known and evaluated (Pitta-Osses et al., 2020, Sebastián-Pardo et al., 2023, Fehér et al. 2022, Alkhasova and Katona, 2021, Sütő et al., 2020, 2021), however, other vertebrates also cause changes, some positive and negative effects. One of these is the European mole (*Talpa europea*), not favoured in cityscapes and private gardens, especially on lawn, people find it "not nice". Regardless of their appearance, little is known about their real effects on soil characteristics (Centeri et al. 2022).

Our search in the Google Scholar for scientific articles resulted between 24 and 100 hits on the following search inputs, depending on adding or removing the following keywords: "rodents" + "mound" + "soil nutrients" + "pH" + "phosphorous" + "nitrogen" + "Ca" + "carbon" + "soil organic matter" and the same number was found on the 8<sup>th</sup> of October of 2023. This means that there is a lot of space for further analysis, especially that the type of rodents investigated are various.

Platt et al. (2016) analysed the publication trends in the literature of soil-disturbing vertebrates with emphasis on physical and chemical properties of soil. They analysed the impacts of vertebrates on color, texture, horizon creation, soil structure, soil bulk density, soil moisture, porosity and permeability, soil organic matter, pH, cation exchange capacity, and some of the nutrients (e.g. Ca, Mg, N, K, P, S, and Si). The activity of vertebrates included some destruction of soil structure, decrease in soil bulk density, and increase in infiltration rates, porosity and permeability. The organic matter, nitrogen and potassium content increased, possibly due to adding excrement and some plant material to the soil. Soil degradation e. g. water erosion was found to be an indirect impact; surface vegetation was tremendously decreased due to mound making and/or foraging behaviours.

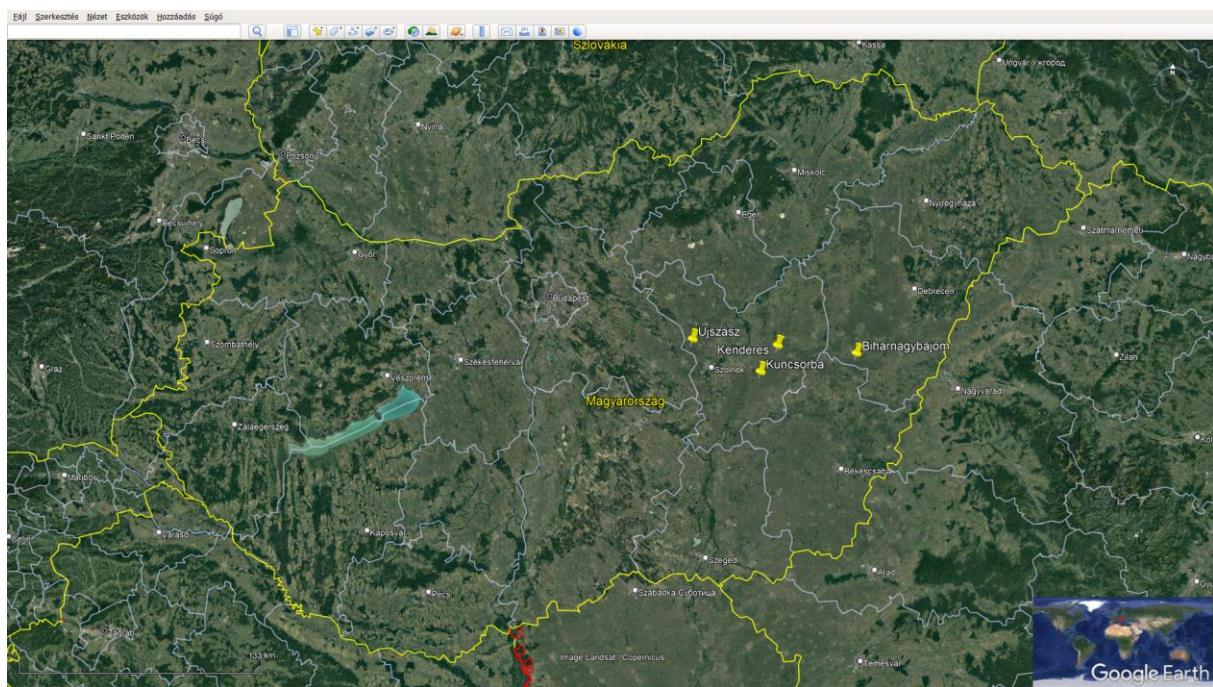
In the recent paper, the effects of rodents were analysed based on soil samples taken from arable fields of four settlements in the Great Hungarian Plain. Our null hypothesis was that there are differences in the magnitude of some soil characteristics (pH ( $H_2O$ ), carbon content and organic carbon content, total N, P, exchangeable K, Ca and Mg, CEC (Cation Exchange Capacity), total Al and Fe). Furthermore, besides assuming that there should be or can be differences, the assumption of bringing up soil materials with lower nutrient content and/or higher or lower pH and CEC were also hypothesised.

## **METHODS AND DATA (STUDY AREA)**

### ***The situation of the study sites***

The samples were taken in the lowland area of Hungary (Figure 1), near the following settlements:

- Bihar nagybajom (1.12.12. Nagy-Sárrét, characterized by meadow chernozem and salt affected soils, yearly sunshine hours are between 1960 and 2000, yearly precipitation is 520–540, mean annual temperature is 10.1–10.3 °C), sampling point's coordinate: 47°10'13.79"N, 21°13'25.49"E;
- Kenderes (1.7.22. Szolnok-Túri-sík, floodless flatland, characterized by chernozem, meadow chernozem and salt affected soils, yearly sunshine hours are between 1970 and 2020, yearly precipitation is 490–510, mean annual temperature is 10.2–10.4 °C), sampling point's coordinate: 1. 47°15'1.35"N, 20°37'12.15"E, 2. 5 meters from the previous, 3. 47°17'31.90"N, 20°38'0.39"E (Figure 2);
- Kunescorba (1.7.22. same as Kenderes), sampling point's coordinate: 47° 8'56.93"N, 20°32'7.40"E, 47° 8'46.25"N, 20°32'21.53"E, 47° 7'3.25"N, 20°32'37.20"E and
- Újszász (1.7.15. Jászság, characterized by meadow soils, meadow chernozems and salt affected soils, yearly sunshine hours are 2000, yearly precipitation is 510–520, mean annual temperature is 10.1–10.3 °C) (Dövényi 2010; Csorba et al., 2018). the sampling point's coordinates: 47°16'23.31"N, 20° 4'46.30"E.



**Fig. 1.** The arable fields sampled for rodent impact analyses in Biharnagybajom Kenderes, Kuncsorba and Újszász (Source: Google Earth).



**Fig. 2.** The arable field in the Kenderes sampling site, the soil profile on the left in a core sampler and the soils that rodents removed from the deeper part of the soil to the surface, a nice structure of the soil is visible (Photo: Centeri Cs. 1<sup>st</sup> of September 2023).

All sampled soils were Vertisols, the structure of the rodents' burrows was nice in all cases, small, rectangular shape, 0.3–0.7mm soil pieces were created by the rodents during their digging.

The surface layer of the mound made by rodents and the nearby control areas were sampled, 100-150 g soil samples were collected and transported to the university in double plastic bags. The paper with the sample data was placed in between the two plastic bags to avoid humidity, so the paper can be read. A Near Infrared (NIR) device was used off-site. Soil chemical characteristics pH ( $H_2O$ ), carbon content, total N, P, exchangeable K, Ca and Mg, CEC (Cation Exchange Capacity), total Al and Fe were measured with the device. NIR spectrometer is using

a wavelength range of 1300–2600nm (MEMS technology). It is produced by the AgroCares company and works with the SoilCares mobile application.

## RESULTS AND DISCUSSION

Normality of the data was checked first. The yellow part shows the parameters with non-normal distribution, the grey part shows the parameters with normal distribution (based on the Shapiro-Wilk test).

Mann-Whitney U test was used in case of the non-normal data while t-probe was used for the normal distribution data (Table 1.).

**Table 1. Normality test results of the rodent mound data, Hungary**

	1=control 2=mound	Tests of Normality			Shapiro-Wilk		
		Kolmogorov-Smirnov <sup>a</sup> Statistic	df	Sig.	Statistic	df	Sig.
pH	1.00	.141	8	.200*	.971	8	.906
	2.00	.175	8	.200*	.878	8	.180
SOM	1.00	.335	8	.009	.718	8	.004
	2.00	.325	8	.013	.715	8	.003
N	1.00	.180	8	.200*	.915	8	.392
	2.00	.232	8	.200*	.884	8	.204
P	1.00	.411	8	<.001	.642	8	<.001
	2.00	.406	8	<.001	.616	8	<.001
K	1.00	.223	8	.200*	.892	8	.245
	2.00	.299	8	.033	.767	8	.013
Ca	1.00	.313	8	.020	.819	8	.045
	2.00	.279	8	.067	.817	8	.043
Mg	1.00	.216	8	.200*	.829	8	.059
	2.00	.208	8	.200*	.891	8	.240
Organic_C	1.00	.318	8	.017	.724	8	.004
	2.00	.328	8	.011	.713	8	.003
A_N_PMN	1.00	.331	8	.010	.715	8	.003
	2.00	.441	8	<.001	.561	8	<.001
CEC	1.00	.303	8	.029	.819	8	.046
	2.00	.197	8	.200*	.874	8	.166
Al	1.00	.158	8	.200*	.987	8	.988
	2.00	.251	8	.147	.883	8	.202
Fe	1.00	.172	8	.200*	.936	8	.570
	2.00	.227	8	.200*	.889	8	.228
Clay	1.00	.189	8	.200*	.945	8	.665
	2.00	.221	8	.200*	.897	8	.273
Soil_moisture	1.00	.218	8	.200*	.953	8	.745
	2.00	.182	8	.200*	.908	8	.341

df=degrees of freedom, Sig.= significance level, A\_N\_PMN: potentially mineralizable nitrogen, \* =similar non-significant values

The results of the statistical analyses provided no significant differences. The closest where difference could be assumed was the pH, where the p value was 0.055. In case of all other parameters where there was non-normal distribution of the data, the p values were: 0.188, 0.511 and above 0.8.

In case of the data with normal distribution, the p values were as follows: 0.083, 0.13, 0.574 and above. The closest to be significant with a p value of 0.083 was the calcium-content.

## CONCLUSIONS

The huge variabilities between the sites were one of the possible reasons why no significant differences were found. The soil thickness was below 50 cm that was shallow enough to create bigger differences between the control and the mound.

Regardless of the non-significant differences, there are some trends that show possible differences in some soil parameters, e.g. in Kenderes the pH values of the mounds were always smaller than the control while the soil organic matter was always smaller on the mounds than in the control.

Other trends in case of certain nutrient contents can also be found but these are not significant differences. Sometimes the trends are opposite in the different settlements. This means that analysing the settlements one-by-one might result significant differences and these results could also be contradictory, e.g. rodents can cause the growth of certain parameters in one site and can cause decrease in the other site.

## REFERENCES

- Alkhasova, P., Katona, K. (2021): Comparison of some soil properties of wild boar (*Sus scrofa*) rootings. In: L., Botyanszká; J., Vitková Hydrological Processes in the Soil–Plant–Atmosphere System, Bratislava, Slovakia: Ústav hydrológie SAV pp. 25–30.
- Centeri, Cs., Vona, V., Vona, M., Biró, Zs. (2022): Impacts of mole activities on soil properties In: Bayoumi Hamuda, Hosam (szerk.) Proceedings of VI. International Symposium on Biosphere & Environmental Safety. Budapest, Hungary: Óbuda University 614–619.
- Csorba, P., Ádám, Sz., Bartos-Elekes, Zs., Bata, T., Bede-Fazekas, Á., Czúcz, B., Csima, P., Csüllög, G., Fodor, N., Frisnyák, S. et al. (2018): Landscapes. In: Kocsis, K., Gercsák, G., Horváth, G., Keresztesi, Z., Nemerkényi, Zs. (eds.) National atlas of Hungary: volume 2. Natural environment. Budapest, Hungary: Geographical Institute, Research Centre for Astronomy and Earth Sciences, pp. 112–129. [https://www.nemzetiatlasz.hu/MNA/National-Atlas-of-Hungary\\_Vol2\\_Ch10.pdf](https://www.nemzetiatlasz.hu/MNA/National-Atlas-of-Hungary_Vol2_Ch10.pdf)
- Dövényi, Z. (2010): Magyarország kistájainak katasztere (Cadastral of the micro-regions of Hungary). MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest
- Fabók, V., Kovács, E. (2019): A biológiai sokféleséggel kapcsolatos nézőpontok vizsgálata Q módszerrel. Szociológiai Szemle, 29, 2, 68–93.
- Fehér, Á., Pitta-Osses, N., Katona, K., Centeri, Cs. (2022): Comparison of wild boar effects on soil thickness in forests. In: Bayoumi Hamuda, H. (ed) Proceedings Book of 13th ICEEE-2022 International Annual Conference on “Global Environmental Development & Sustainability: Research, Engineering & Management”, Budapest, Hungary: International Council of Environmental Engineering Education (ICEEE), Óbuda University, pp. 272–276.
- Pitta-Osses, N., Katona, K., Grósz, J., Centeri, Cs. (2020): Potential of wild boar (*Sus scrofa*) rooting for slowing down erosion processes. In: Pekárová, P., Miklánek, P., Halmová, D., Vitková, J. Water Dynamics Changes in the Soil–Plant–Atmosphere System, 2020, 11, 11., Bratislava, Slovakia, Ústav hydrológie SAV, Slovak Academy of Sciences, Institute of Hydrology, pp. 188–195.
- Platt, B. F., Kolb, D. J., Kunhardt, C. G., Milo, S. P.; New, L. G. (2016): Burrowing through the literature. The impact of soil-disturbing vertebrates on physical and chemical properties of soil. Soil Science, 181, 3-4, 175–191.
- Sebastián-Pardo, M., Laguna, E., Csányi, S., Gacic, D., Katona, K., Mirceta, J., Bennedek, Zs., Beltrán-Alcrudo, D., Terjek, Zs., Biró, Zs. (2023): Assessment of the factors for the presence of wild boar near outdoor and extensive pig farms in two areas of Eastern Europe. EFSA Supporting Publications 20, 5 Paper: EN-8015
- Sütő, D., Farkas, J., Siffer, S., Schally, G., Katona, K. (2020): Spatiotemporal pattern of wild boar rooting in a Central European dry oak forest. European Journal of Forest Research, 139, 2020, 407–418.
- Sütő, D., Siffer, S., Farkas, J., Katona, K. (2021): Spatial analysis of wild boar rooting can help reveal its impact on oak regeneration. In: Csányi, S., Kalandarishvili, A.: Vadbiológia évkönyv - Abstracts of the 35 IUGB Congress Gödöllő, Hungary: Szent István University, Institute for Wildlife Protection pp. 66.

## THE IMPACT OF WILD BOAR ROOTING ON SOIL CHEMICAL ATTRIBUTES ALONG A SLOPE – COMBINED EFFECTS OF BIOTURBATION AND WATER EROSION

**Krisztián Katona<sup>1,2</sup>, Ádám Fehér<sup>1</sup>, Natalia Pitta-Osses<sup>1,2</sup>, Csaba Centeri<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> Institute for Wildlife Management and Nature Conservation, Hungarian University of Agriculture and Life Sciences

<sup>2</sup> National Laboratory for Health Security, Hungarian University of Agriculture and Life Sciences

*Corresponding author: Csaba Centeri, Institute for Wildlife Management and Nature Conservation, 2103-Gödöllő, Páter K. u. 1., Hungary, Centeri.Csaba@uni-mate.hu*

### **ABSTRACT**

Disturbances highly affect soil parameters, species richness and water erosion. A grid-based field experiment at Vörös-kővár hill of Budapest, Hungary was conducted on 125 cells, each 20×20m large along a 500m long grassy slope. Soil samples of wild boar rootings from the upper and lower slope sections were analyzed to evaluate organic matter content, water moisture and the concentration of essential macroelements (e.g. N and P). Our aim was to reveal how interacting effects of soil disturbances and water erosion shape nutrient composition of the topsoil. We confirmed statistical differences in nutrient content between rooted and intact soil and between upper and lower slope sections. Organic matter, nitrogen and moisture was affected only by wild boar rootings; clay content differed in function of slope only; while P had different concentrations between slope locations and when the rooted and intact soils were contrasted. However, the interaction effect between slope and rooting was not significant, indicating that wild boar impact on soil nutrient composition was uniform along the slope and water erosion affects other attributes of the soil than this bioturbation.

**Keywords:** *Sus scrofa*, grubbing, NIR, soil organic matter, runoff

### **INTRODUCTION**

The continuous growth of the human population is inevitably causing an increase in human-wildlife conflicts as agricultural and natural areas are shrinking and wild boar (*Sus scrofa*) population is growing. Wild boar has been in the scope of these conflicts recently, in the multi-player universe of the 21<sup>st</sup> century where scientists, farmers, wildlife managers, hunters, foresters, tourists, rangers, city dwellers, and other involved citizen enforce their own views about the same situation.

One of the most visible impacts of wild boar in the environment is its rooting that causes significant changes in soils and soil properties (Katona & Heltai, 2018, Penksza et al. 2016). Regardless of the magnitude of the visible appearance of these rootings, we have limited knowledge about their measurable effects on biodiversity, ecosystem services, soil and soil degradation processes, and nutrient accumulation/relocation. The fast demographic growth of the wild boar population in Hungary created challenges for its management (e.g. Fehér et al., 2014, Csókás et al., 2020).

Only a few research studied the effects of rooting on soil properties in Hungary (Alkhasova and Katona, 2021, Pitta-Osses et al., 2022, Fehér et al., 2022) so far.

In the background of our previous studies in this field, we investigated the effects of water erosion and wild boar rooting on a hillslope in the current study to reveal: 1) whether these factors enhance their impact on nutrient accumulation in the soil when combined; or 2) one of these factors predominates over another.

## METHODS AND DATA ANALYSIS

The study site is located in the green belt zone of the 2<sup>nd</sup> district of Budapest, Hungary (47°33'39.94" N, 18°58'22.10" E) near the Vörös-kővár hill at the eastern border of Buda hills (Csorba et al., 2018). The area has a simple topography with gentle slopes starting from the hill peak (338m ASL) and gently undulating westbound towards the residential area (Figure 1).



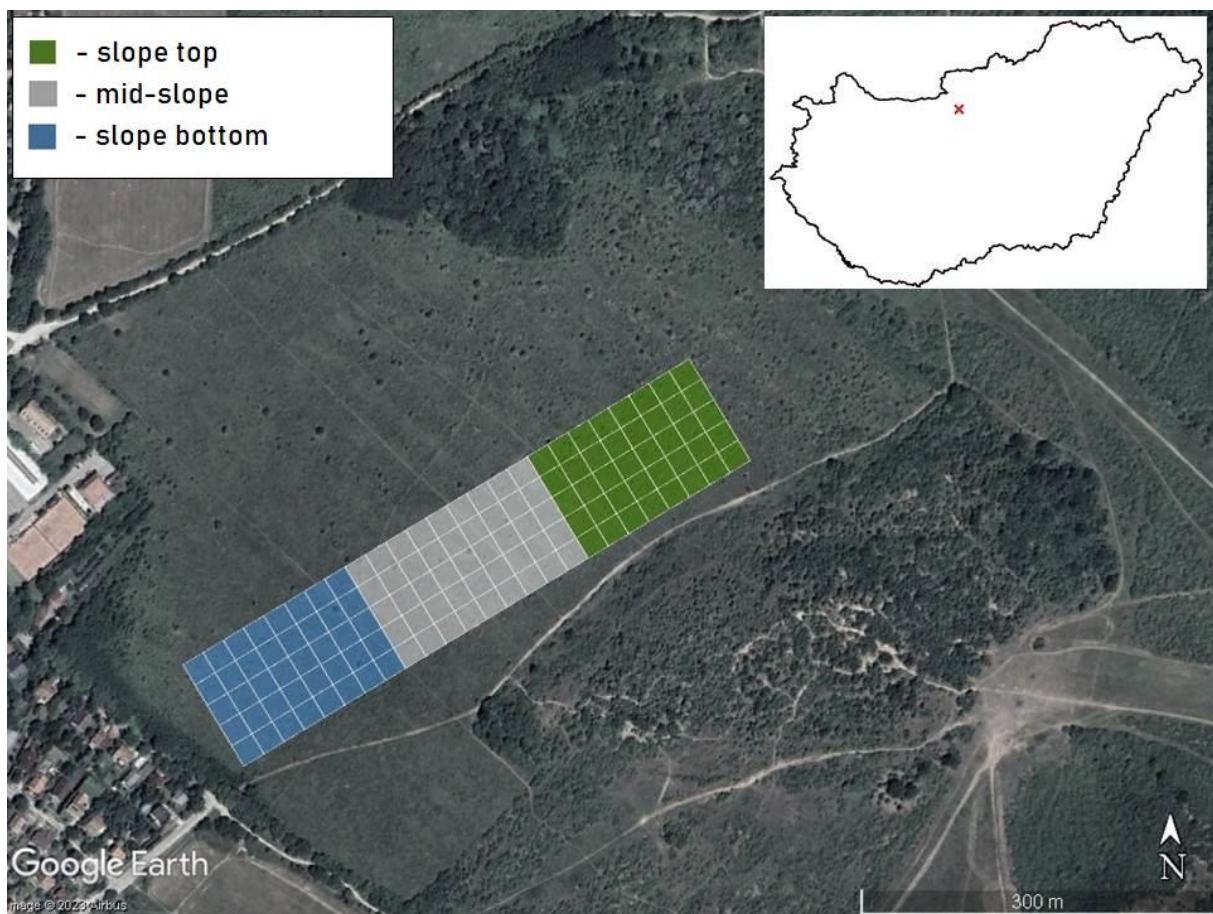
**Fig. 1. The investigated area from the upper part of the slope of Vörös-kővár, eastern side of the Buda Hills, Hungary (Photo: Centeri, Cs. 23<sup>rd</sup> of March, 2023).**

The amount of yearly sunny hours is 1930, the average yearly temperature is 10.5–11 °C, the average yearly precipitation is 600 mm (Dövényi 2010). Despite the urbanized surroundings and the almost continuous human presence, wild boars frequently roam the densely vegetated parts of the area, where they create rootings, a characteristic sign of their presence while seeking for food (Figure 2).



**Fig. 2. A large rooting surrounded by researchers at the bottom of the slope of Vörös-kővár, eastern side of the Buda Hills, Hungary (Photo: Centeri, Cs. 23<sup>rd</sup> of March, 2023).**

The shrubby patches form a mosaic with the remnants of semi-natural grasslands (Figure 3) providing an ideal habitat for wild boar (Sütő et al., 2020) that can highly adapt to this urban environment (Csókás et al., 2020).



**Fig. 3. Map of the study area at Vörös-kővár, western edge of Budapest, eastern side of the Buda Hills, Hungary.**

To monitor the spatiotemporal dynamics of wild boar's rooting behaviour a 100m × 500m large rectangular grid was laid out on the site in 2023, containing 125 grid cells with a size of 20m × 20m each. The grid was oriented by slope direction to depict the potential effect of water erosion as much as possible under different levels of rooting. We also divided the grid into three equal parts where each third represents a different part of the slope (slope top, mid-slope, slope bottom). In this paper we only compare the upper and the lower thirds to emphasize the effects of water erosion induced nutrient accumulation.

The frequency of rootings was monitored along transects (N=5) placed on the centreline of each cell running lengthwise with the grid. We found 12 rooting on the slope top and 19 on the slope bottom. Soil samples were collected from the inside of the rooting, from the redistributed soil on the rooting edge (ring), and within 1m distance from the edge of the rooting as a control sample. Only the upper 5cm layer of the soil was taken and 250g of soil was collected per sample.

Soil samples were analysed by near-infrared spectroscopy using a portable AgroCares Nutrient Scanner ([www.agrocaries.com](http://www.agrocaries.com)). We evaluated the differences in phosphorous (mg/kg), total nitrogen (g/kg), potentially mineralizable nitrogen (mg/kg), soil organic matter (%), organic carbon (%), clay content (%) and soil moisture (%) in function of rooting and slope effects with repeated measures MANOVA in R (R Core Team, 2021). The repeated measures approach was used due to the non-independence of related samples collected from each rooting (rooting vs. ring vs. control). Interaction plots were generated using the *ggplot2* package (Wickham, 2016) in R.

## RESULTS AND DISCUSSION

Total nitrogen, potentially mineralizable nitrogen and organic carbon highly correlated with each other and with soil organic matter ( $r > 0.9$ ,  $p < 0.001$ ); thereby we only incorporated organic matter data in the MANOVA. The test confirmed the significant impact of water erosion and wild boar related bioturbation on the studied soil attributes (Table 1). However, their interaction effect was not significant, indicating that wild boar rootings have not enhanced the slope-dependent soil attributes and vice versa.

**Table 1. The results of nested design MANOVA on soil NIR data. Soil attributes were analyzed considering each sample from the same rooting (rooting + ring + control) as directly related samples by adding a within subject effect (Rooting) to the test**

	df	Pillai's Trace	F
Between subject effects			
Slope	1	0.76	17.83***
Within subject effects			
Rooting	2	0.82	10.81***
Rooting × Slope	2	0.23	0.69

df=degree of freedom, F is explaining the results of Pillai's Trace, \*\*\* p < 0.001

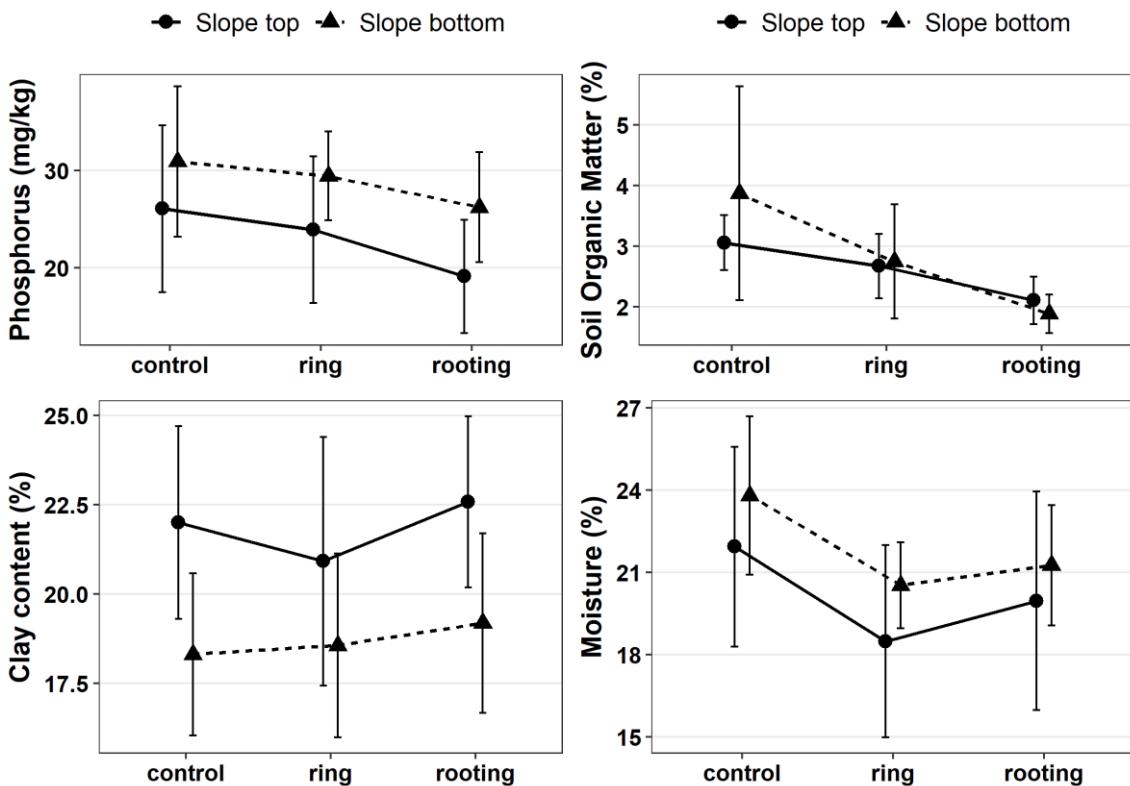
Soil samples collected from the slope top (upper third of the grid) were significantly different from the slope bottom (lower third of the grid) in their phosphorous (top:  $23.04 \pm 7.8$  mg/kg vs. bottom:  $28.86 \pm 6.3$  mg/kg) and clay content (top:  $21.83 \pm 2.9\%$  vs. bottom:  $18.69 \pm 2.4\%$ ). While the disturbance of wild boar caused a significant change in soil organic matter (rooting:  $1.98 \pm 0.4\%$ , ring:  $2.72 \pm 0.8\%$ , control:  $3.52 \pm 1.4\%$ ), soil moisture (rooting:  $20.7 \pm 3.1\%$ , ring:  $19.65 \pm 2.7\%$ , control:  $23 \pm 3.3\%$ ) and also in phosphorous content (rooting:  $23.18 \pm 6.7$  mg/kg, ring:  $27.08 \pm 6.5$  mg/kg, control:  $28.85 \pm 8$  mg/kg). Since soil organic matter was highly correlated with total nitrogen, potentially mineralizable nitrogen and organic carbon, the proven significant effects on this variable are also true for its correlated pairs (Table 2).

**Table 2. Univariate test results of the between subject (Slope) and within subject effects (Rooting) and their interactions on soil NIR data. SOM = Soil Organic Matter**

	df	P	SOM	Clay	Moisture
Between subject effects					
Slope	1	8.81**	0.36	19.6***	3.5
Residuals	26				
Within subject effects					
Rooting	2	8.68**	20.8***	1.85	18.61***
Rooting × Slope	2	0.34	2.73	0.58	0.32
Residuals	52				

df=degree of freedom, F is explaining the results of Pillai's Trace, \*\*\* p < 0.001 \*\* p < 0.01

Significant interaction effect was not revealed in any case, but their visualization provides an adequate description about the tendencies (Figure 4).



**Fig. 4. Interaction plots of the slope effect and wild boar rooting for each studied response variable.**

The response of phosphorous and soil moisture was similar to rooting in both locations on the slope; while potential interactions of the studied factors can be suggested regarding to organic matter and clay content.

## CONCLUSIONS

The effects of the slope and erosion were obvious on soil properties. One of the expected soil parameters to reflect differences both between the slope sections and between the rooting-ring-control groups, as it is moving with the soil particles, is the phosphorous. The phosphorous content was higher at the bottom of the slope than at the top of the slope. On the other hand, a monotonous decreasing tendency was observed along the control-ring-rooting triplet. The differences in this regard were also proved in the case of soil organic matter and soil moisture but the combined effect of slope and rooting did not result in significant effects.

We assume that wild boar rooting affects soil attributes uniformly along the slope, however, the trends could be overwritten by the impact of water erosion. Therefore the underlying combined effects of these two factors remained hidden. Contrasts are more obvious (measurable) at the bottom of the slope (where the soils are thicker and the texture is less sandy and more clayey/loamy, there was more phosphorous detected in the soil as well) than at the top of the slope (where soils are shallower, more sandy and less phosphorous). Despite their non-significance the crossing trends in soil organic matter (Figure 4.) could provide an ideal starting point for further investigations, since their diverging tendencies between slope top vs. bottom in the function of rooting indicate a potential interaction between these two factors.

## Acknowledgement

The study was funded by the National Research, Development and Innovation Office in Hungary (RRF-2.3.1-21-2022-00006).

Authors are thankful for Dr. Viktória Vona (CEO) and Dr. Márton Vona (founder) of the Csernozjom Ltd for lending the NIR device for the measurements.

Authors are also thankful for the students of the Nature Conservation Bachelor programme, Johanna Kiss and Dominika Lacik from the Hungarian University of Agriculture and Life Sciences (Gödöllő, Hungary) for their valuable help during field works.

## REFERENCES

- Alkhasova, P., Katona, K. (2021): Comparison of some soil properties of wild boar (*Sus scrofa*) rootings. In: Botyanszká, L., Vitková, J. Hydrological Processes in the Soil–Plant–Atmosphere System. Bratislava, Slovakia: Ústav hydrológie SAV, 2021, pp. 25–30.
- Csókás, A., Schally, G., Szabó, L., Csányi, S., Kovács, F., Heltai, M. (2020): Space use of wild boar (*Sus Scrofa*) in Budapest: are they resident or transient city dwellers? *Biologia Futura*, 71, 2020, 39–51.
- Csorba, P., Ádám, Sz., Bartos-Elekes, Zs., Bata, T., Bede-Fazekas, Á., Czúcz, B., Csima, P., Csüllög, G., Fodor, N., Frisnyák, S. et al. (2018): Landscapes. In: Kocsis, K., Gercsák, G., Horváth, G., Keresztesi, Z., Nemerkényi, Zs. (eds.) National atlas of Hungary: volume 2. Natural environment. Budapest, Hungary: Geographical Institute, Research Centre for Astronomy and Earth Sciences, pp. 112–129. [https://www.nemzetiatlasz.hu/MNA/National-Atlas-of-Hungary\\_Vol2\\_Ch10.pdf](https://www.nemzetiatlasz.hu/MNA/National-Atlas-of-Hungary_Vol2_Ch10.pdf)
- Dövényi, Z. (2010): Magyarország kistájainak katasztere (Cadastral of the micro-regions of Hungary). MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest.
- Fehér, Á., Centeri, Cs., Alkhasova, P., Katona, K. (2022): Comparison of deep rooting of wild boar on soil properties in the Mátra Mountain and the Gödöllő Hillside. Proceedings Book of the VIth International Symposium-2022, Theme: “Biosphere & Environmental Safety,” 587–594. <https://www.researchgate.net/publication/363367133>
- Fehér, Á., Katona, K., Bleier, N., Hejel, P., Szemethy, L. (2014): Monitoring of ungulate impact in Hungarian forested Natura 2000 sites. *Review of Agriculture and Rural Development*, 3, 1, 126–130.
- Katona, K., Heltai, M. (2018): Diet composition and food habits of wild boar – A literature review. *Tájékológiai Lapok*, 16, 1, 65–74.
- Penksza, K., Fehér, Á., Saláta, D., Pápay, G., S. Falusi, E., Kerényi-Nagy, V., Szabó, G., Wichmann, B., Szemethy, L., Katona, K. (2016): Gyepregeneráció és vadhatás vizsgálata cserjeirtás után parádóhutai (Mátra) mintaterületen. *Gyepgazdálkodási Közlemények*, 14, 1, 31–41.
- Pitta-Osses, N., Centeri, Cs., Fehér, Á., Katona, K. (2022): Effect of wild boar (*Sus scrofa*) rooting on soil characteristics in a deciduous forest affected by sedimentation. *Forests*, 13, 8, 1234.
- R Development Core Team (2021): A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Sütő, D., Heltai, M., Katona, K. (2020): Quality and use of habitat patches by wild boar (*Sus scrofa*) along an urban gradient. *Biologia Futura*, 71, 2020, 69–80.
- Wickham, H. (2016): *ggplot2: Elegant Graphics for Data Analysis*. Springer-Verlag, New York, <https://ggplot2.tidyverse.org>

## **VLHKOSŤ PÔDY V MAKRO, MESO A MIKRO PÓROCH HLINITOPIESOČNATEJ PÔDY OBOHATENEJ BIOUHLÍM**

**Lucia Toková, Justína Vitková**

Ústav hydrológie SAV, v. v. i.

*Korešpondenčný autor: Lucia Toková, Ústav hydrológie SAV, v. v. i., Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava,  
tokova@uh.savba.sk*

### **ABSTRAKT**

Biouhlie sa javí ako vhodný materiál na zlepšenie fyzikálnych, chemických a biologických vlastností pôdy. Zlepšenie však závisí od viacerých faktorov, ako je textúra pôdy, biomasa, teplota pyrolyzy, veľkosť frakcie biouhlia alebo aplikačná dávka. V našej štúdii sme sa zamerali na aplikáciu biouhlia v dávke  $20 \text{ t.ha}^{-1}$  do hlinitopiesočnej pôdy. Zmesi hlinitopiesočnej pôdy a biouhlia boli pripravené v laboratórnych podmienkach. Všetky 3 varianty (s veľkosťou častic biouhlia:  $> 2 \text{ mm}$ ,  $125 \mu\text{m} - 2 \text{ mm}$  a  $< 125 \mu\text{m}$ ) boli pripravené v 3 opakovaniach. Tieto pripravené zmesi boli porovnané s referenčnou pôdou (bez biouhlia), ktorá bola tiež pripravená v 3 opakovaniach. Výsledky jasne ukazujú, že veľkostná frakcia  $< 125 \mu\text{m}$  má najlepšie výsledky pri zvyšovaní obsahu vody v makro ( $> 50 \mu\text{m}$ ) a mezo ( $15-50 \mu\text{m}$ ) póroch v porovnaní s referenčnou pôdou a inými veľkostnými frakciami biouhlia. V prípade mikropórov ( $< 15 \mu\text{m}$ ) boli priemerné hodnoty na variantoch s biouhlím nižšie ako na referenčnej pôde, ale celkový rozsah nameraných hodnôt vlhkosti bol vyšší ako na referenčnej pôde.

**Kľúčové slová:** rozdelenie pórov, vlhkosť pôdy, biouhlie

### **ÚVOD**

Prejavy sucha v dôsledku nastávajúcej klimatickej zmeny sú čoraz viac citelné aj v oblasti poľnohospodárstva. Jedným z najzávažnejších problémov je zmena prerozdelenia zrážok a tým aj riziko sucha v krajinе. Vlastnosti pôd ako aj ich vlhkostný režim sa môže závažným spôsobom meniť k horšiemu v dôsledku nepriaznivých vplyvov klimatickej zmeny. Biouhlie má jedinečné chemické, fyzikálne a biologické vlastnosti, ktoré z neho robia zaujímavý materiál s rozmanitými aplikáciami. Pridanie biouhlia do pôdy môže napomôcť k zvýšeniu nasýtenej hydraulickej vodivosti a tým aj prispieť k efektívному hospodáreniu s vodou v hlinitej pôde v podmienkach nastávajúcej klimatickej zmeny.

Biouhlie je na uhlík bohatý, porézny a pevný materiál, ktorý možno vyrobiť pyrolyzou z akejkoľvek biomasy (Ahmad a kol., 2014). Niektoré štúdie uvádzajú, že biouhlie dokáže zlepšiť vlastnosti pôdy a tým aj samotný vodný režim (Mukherjee a Lal, 2013) napríklad prostredníctvom vytvorenia nových pórov (de Jesus Duarte a kol., 2019). Aplikácia biouhlia do pôdy by mohla zmeniť distribúciu pôdnej vody a zlepšiť efektivitu využívania poľnohospodárskej pôdy (Awasthi a kol., 2020).

Podľa dostupnej literatúry sú známe rôzne klasifikácie pôdných pórov, tak ako aj rôzne metódy určovania veľkosti pórov alebo distribúcie veľkosti pórov (pore-size distribution). Napríklad Dexter a kol. (2009) a Dlapa a kol. (2020) vo svojej štúdií rozdelili póry na makro póry (macro pores), štruktúrальные póry (structural pores) a textúrne póry (textural pores). Makro póry zahŕňajú póry vytvorené obrábaním pôdy a bio póry vytvorené pôdnou biotou, štruktúrальные póry sa označujú ako medziagregátové póry a textúrne póry, ktoré sú označované ako intraagregátové či medzičasticové póry. Iná literatúra uvádzá rozdelenie podľa toho, ako sa v danej kategórií pórov nachádza voda. Tieto póry sú úzko spojené s hydrolimitmi. V štúdií Hlaváčiková a kol. (2019) sa pôdne póry rozdelili do kategórií makro póry (macro pores), ktoré

majú priemer  $>300\mu\text{m}$ , prenosné póry (transmission pores) s priemerom od  $10\mu\text{m}$  do  $300\mu\text{m}$ , skladovacie póry (storage pores) s priemerom od  $0,2\mu\text{m}$  do  $10\mu\text{m}$  a zvyškové póry (residual pores) ktoré majú priemer  $<0,2\mu\text{m}$ . Skladovacie póry sú napríklad tie póry, ktoré sa nachádzajú v rozsahu hydrolimitov poľná vodná kapacita a bod vädnutia, čiže v týchto pôroch sa nachádza voda prístupná pre rastliny. Ďalšia klasifikácia, je podľa de Jesus Duarte a kol. (2019), ktorí rozdelili póry na makro (macro)  $d >50\mu\text{m}$ , meso  $15-50\mu\text{m}$  a mikro (micro)  $d <15\mu\text{m}$  póry. V tejto štúdiu stanovili aj distribúciu pôdnich pórov s použitím retenčnej krivky.

V našom príspevku sme použili rovnakú metódu určenia pórovitosti ako bola spomenutá vyššie. Našim cieľom bolo analyzovať vplyv aplikovaného biouhlia z výby švédskej v dávke  $20 \text{ t.ha}^{-1}$  s veľkosťou častic  $<125\mu\text{m}$ ,  $125\mu\text{m} - 2\text{mm}$  a  $>2\text{mm}$  na vlhkosť v rôznych kategóriách pórov (makro, meso a mikro) hlinitopiesočnej pôdy.

## METODIKA PRÁCE

Hlinitopiesočnatá pôda použitá pri tomto experimente bola odobratá z okolia Dolná Malanta v Nitrianskom kraji. Biouhlie použité pri tomto experimente bolo vyrobené v reaktore UNYPIR, ktorý je súčasťou centra AgroBioTech patriaceho Slovenskej poľnohospodárskej univerzity v Nitre. Vstupným materiálom biouhlia bola výba švédska, odrada Tordis (*(Salix schwerinii x S. viminalis)* x *S. viminalis*). Pri výrobe biouhlia bol použitý tlak  $101 \text{ kPa}$  a teplota pyrolízy  $300^\circ\text{C}$ . Vyrobené biouhlie bolo zomleté na elektrickom mlynčeku a preosiaté na sítach s veľkosťou ôk  $2\text{mm}$  a  $125\mu\text{m}$  (Obr. 1). Pôdne vzorky zmesí boli pripravené v laboratórnych podmienkach s pomerom množstva biouhlia  $20 \text{ t.ha}^{-1}$  do Kopeckého valčekov ( $100 \text{ cm}^3$ ). Varianty laboratórneho experimentu boli nasledovné: zmes hlinitopiesočnej pôdy a biouhlia vyrobenom pri teplote pyrolízy  $300^\circ\text{C}$  s veľkosťou častic  $<125\mu\text{m}$  (označené ako PB1), s veľkosťou častic  $125\mu\text{m} - 2\text{mm}$  (označené ako PB2) a s veľkosťou častic  $>2\text{mm}$  (označené ako PB3). Pre každý variant boli následne pripravené 3 opakovania. Tieto pripravené zmesi sa porovnali s referenčnou pôdou (hlinitopiesočnatá pôda označovaná ako Kontrola), ktorá bola pripravená taktiež v 3 opakovaniach.



Obr. 5. Veľkosťné frakcie použitého biouhlia z ťava:  $<125\mu\text{m}$ ,  $125\mu\text{m} - 2\text{mm}$  a  $>2\text{mm}$ .

Distribúcia veľkosti pórov sa robila z nameraných údajov vlhkostnej retenčnej krivky pri tlakoch 0; 60; 100; 300; 560; 1000; 3000, 4800 and 15000 Pa. Objemová vlhkosť pôdy pri rôznych tlakoch sa pužila na odhad vody v rôznych kategóriách pórov. Zvolili sme si tri kategórie pórov podľa de Jesus Duarte a kol. (2019): makro ( $>50 \mu\text{m}$ ), meso ( $15-50 \mu\text{m}$ ) a mikro ( $<15 \mu\text{m}$ ) póry. Predpokladalo sa, že nasávanie vody súvisí s priemernou veľkosťou

pórov podľa približného vzťahu (1) (Dlapa a kol., 2020; Jensen a kol., 2020). Rovnica je odvodená z fyzikálnej rovnice kapilárneho vzlínania podľa Young–Laplaceovej:

$$d = -3000/h \quad (\mu\text{m}) \quad (1)$$

kde:

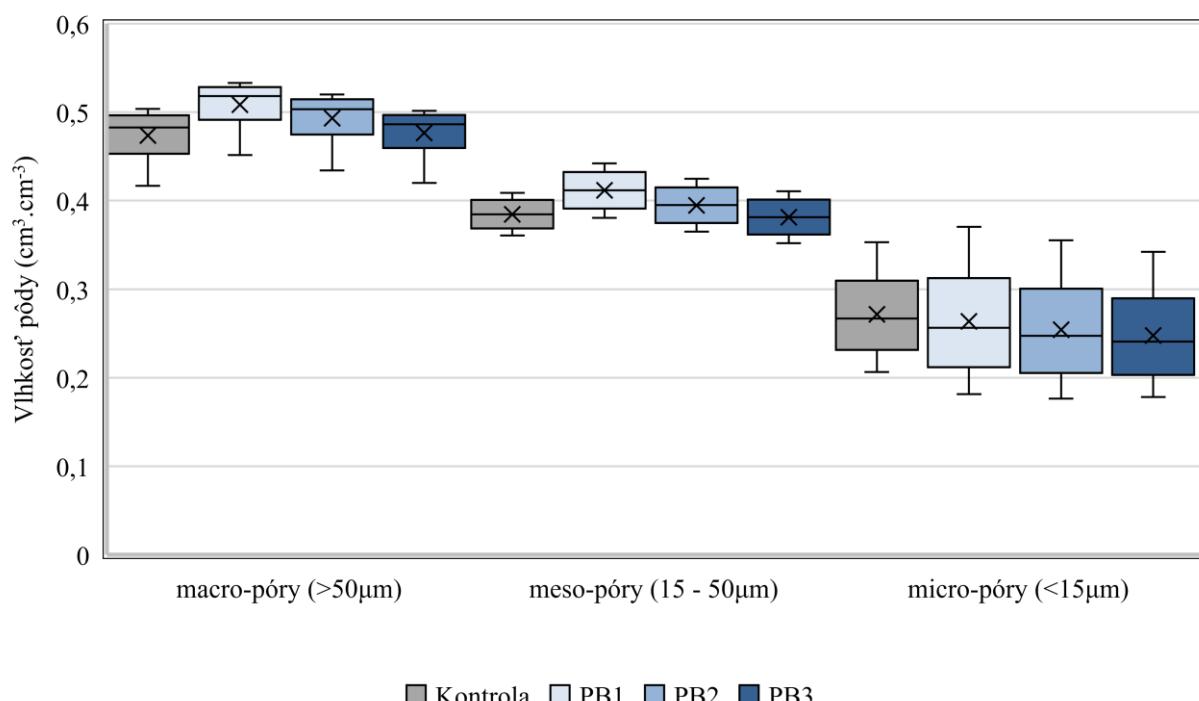
$d$  je priemer pórov ( $\mu\text{m}$ ) a

$h$  je potenciál pôdnej matrice (hPa).

Na vyhotovenie krabicových grafov nám slúžil program Microsoft Excel. Krabicový graf uvádza: minimálnu a maximálnu hodnotu (okrajové čiary), horný a dolný kvartil (hrany obdĺžnika), medián (čiara v obdĺžniku) a priemernú hodnotu (krížik v obdĺžniku).

## VÝSLEDKY A DISKUSIA

Vplyv biouhlia na vlhkosť pôdy v rôznych kategóriach pórov (makro, meso a mikro póry) hlinitopiesočnej pôdy je graficky znázornený na Obr. 2.



**Obr. 2. Vlhkosť pôdy v makro, meso a mikro póroch hlinitopiesočnej pôdy obohatenej biouhlím.**

Zaznamenali sme zvýšenie objemovej vlhkosti pôdy v makro a meso póroch (Obr. 2) po aplikácii biouhlia rôznych frakcií v porovnaní s Kontrolou. Naše výsledky o zvýšení vlhkosti v makro a meso póroch po aplikácii biouhlia sú v súlade s prácou de Jesus Duarte a kol. (2019). V prípade najmenších pórov (mikro) sme zaznamenali pri všetkých frakciách zníženie objemovej vlhkosti pôdy v tejto kategórii pórov v porovnaní s Kontrolou (Obr. 2). Do kategórií mikro pórov ( $d < 15 \mu\text{m}$ ) by spadali aj skladovacie póry ( $0,2\mu\text{m} – 10\mu\text{m}$ ) podľa Hlaváčikovej a kol. (2019). Z výsledkov teda vyplýva, že biouhlie (v akejkoľvek veľkosti) znížilo obsah vody v danej kategórii pórov t.j. vody prístupnej pre rastliny. Je však dôležité poukázať aj na fakt, že

rozptyl hodnôt vlhkosti v danej kategórií bol vyšší na variantoch s biouhlím (Obr. 2) i keď priemerná hodnota bola nižšia ako Kontrola.

Z výsledkov je jasné, že vlhkosť je vždy vyššia v prípade biouhlia s najnižšou frakciou a zvyšovaním frakcie biouhlia sa vlhkosť postupne znižuje vo všetkých kategóriách pôrov. Môže to byť zapríčinené tým, že menšie častice biouhlia ( $<125\mu\text{m}$ ) sa môžu jednoduchšie a rýchlejšie usadiť medzi častice hlinitopiesočnej pôdy bez toho, aby blokovali už existujúce pory, čím sa zároveň vytvárajú nové pory (de Jesus Duarte a kol., 2019) a zvyšujú celkovú pôrovitost'. V prípade mikro pôrov sa tento efekt neprejaví, lebo všetky frakcie biouhlia sú väčšie ako pory v tejto kategórii ( $<15 \mu\text{m}$ ).

Autori de Jesus Duarte a kol. (2019) uvádzajú, že táto vysoká pôrovitost' je spojená s vysokým špecifickým povrchom, ktorý sa zväčšuje so zmenšovaním veľkosti častíc biouhlia, ktoré spôsobuje zvýšenie obsahu dostupnej vody pre rasliny (Uzoma a kol., 2011). Organizácia pôdnich častíc a pridružených pôrov medzi časťami určuje v značnej miere hydraulické vlastnosti pôdy a to v zásadnej miere ovplyvňuje vplyv zrážok a sucha na pôdu. V našich predchádzajúcich štúdiach o vplyve biouhlia z výby na hydraulické vlastnosti pôdy (Toková a kol., 2022) sme preukázali, že jemnejšie frakcie biouhlia ( $<125\mu\text{m}$ ) efektívnejšie zvyšili nasýtenú hydraulickú vodivosť pôdy. Tento jav mohol byť zapríčinený práve vďaka lepšiemu vyplneniu medzi-pôrového priestoru biouhlím.

## **ZÁVER**

Z našich výsledkov vyplýva, že biouhlie v dávke  $20 \text{ t.ha}^{-1}$  aplikované do hlinitopiesočnej pôdy s veľkostnou frakciou  $<125\mu\text{m}$  má najlepšie výsledky vo zvýšení obsahu vody v makro ( $>50\mu\text{m}$ ) a meso ( $15-50\mu\text{m}$ ) pôroch v porovnaní s referenčnou pôdou a ostatnými veľkostnými frakciami biouhlia. V prípade mikro pôrov ( $<15\mu\text{m}$ ) sa priemerne hodnoty na variantoch s biouhlím pohybovali nižšie ako na referenčnej pôde, avšak celkový rozsah nameraných hodnôt vlhkostí bol vyšší na týchto variantoch ako na referenčnej pôde. V závislosti od podmienok pyrolízy, veľkostnej frakcie či aplikačnej dávky biouhlia sa vlastnosti biouhlia môžu meniť, preto je dôležité v ďalšom výskume interakcie medzi biouhlím a pôdou pokračovať aby sme lepšie pochopili mechanizmu tohto materiálu.

## **Poděkovanie**

Tento príspevok bol vytvorený s finančnou podporou z projektov VEGA 2/0155/21, APVV-21-0089 a PAS-SAS-2022-05.

## **LITERATÚRA**

- Ahmad, M., Rajapaksha, A.U., Lim, J.E., Zhang, M., Bolan, N., Mohan, D., Vithanage, M., Lee, S.S., Ok, Y.S. (2014): Biochar as a sorbent for contaminant management in soil and water: A review. *Chemosphere*, 99, 2014, 19–33.
- Awasthi, M. K., Duan, Y., Awasthi, S. K., Liu, T., Zhang, Z. (2021): Influence of bamboo biochar on mitigating greenhouse gas emissions and nitrogen loss during poultry manure composting. *Bioresource Technology*, 303, 2021, 122952.
- de Jesus Duarte, S., Glaser, B., Pellegrino Cerri, C.E. (2019): Effect of biochar particle size on physical, hydrological and chemical properties of loamy and sandy tropical soils. *Agronomy*, 9, 2019, 165.
- Dexter, A.R., Richard, G. (2009): The saturated hydraulic conductivity of soils with  $n$ -modal pore size distributions. *Geoderma*, 154, 2009, 1–2.
- Dlapa, P., Hriník, D., Hrabovský A., Šimkovic, I., Žarnovičan, H., Sekucia, F., Kollár, J. (2020): The impact of land-use on the hierarchical pore size distribution and water retention properties in loamy soils. *Water*, 12, 2020, 339.

*Electronic Book*  
*Contemporary Challenges in Environmental Research*

- Hlaváčiková, H., Novák, V., Kameyama, K., Brezianska, K., Rodný, M., Vitková, J. (2019): Two types of biochars: one made from sugarcane bagasse, other one produced from paper fiber sludge and grain husks and their effect on water retention of clay, a loamy soil and silica sand. *Soil and Water Research*, 14, 2019, 67–75.
- Jensen, J.L., Schjønning, P., Watts, Ch.W., Christensen, B.T., Munkholm, L.J. (2020): Short-term changes in soil pore size distribution: impact on land use. *Soil and Tillage Research*, 199, 2020, 104597.
- Mukherjee, A., Lal, R. (2013) Biochar impacts on soil physical properties and greenhouse gas emissions. *Agronomy*, 3, 2013, 313–339.
- Toková, L., Botková, N., Botyanszká, L. (2022): Vplyv biouhlia na nasýtenú hydraulickú vodivosť hlinitej pôdy. *Zborník príspevkov: 34. Konferencia mladých hydrológov*, 1–10.
- Uzoma, K.C., Inoue, M., Andry, H., Zahoor, A., Nishihara, E. (2011): Influence of biochar application on sandy soil hydraulic properties and nutrient retention. *Journal of Food, Agriculture and Environment*, 9, 2011, 1137–1143.

# VPLYV ZRÁŽOK A KLIMATICKEJ VODNEJ BILANCIE NA NÁSTUP VŠEOBECNÉHO ŽLTNUTIA LISTOV V DUBOVÝCH PORASTOCH V ZÁPADNÝCH KARPATOCH

**Veronika Lukasová<sup>1</sup>, Svetlana Varšová<sup>1</sup>, Ivan Mrekaj<sup>2</sup>, Jozef Rozkošný<sup>3</sup>, Milan  
Onderka<sup>1,3</sup>**

<sup>1</sup> Ústav vied o Zemi SAV, v.v.i., Geofyzikálny odbor

<sup>2</sup> Technická univerzita vo Zvolene, Fakulta ekológie a environmentalistiky

<sup>3</sup> Slovenský hydrometeorologický ústav

*Korešpondenčný autor: Veronika Lukasová, Ústav vied o Zemi SAV, v.v.i., Geofyzikálny odbor, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava, geofluka@savba.sk*

## ABSTRACT

Climate change is accompanied by irregularly distributed precipitation throughout the year and the occurrence of drought periods. These drought periods during the vegetation growing seasons significantly affect physiological processes in plants; therefore, in many ecosystems, they are considered a limiting factor with ecological and economic consequences. In our study, we analysed the effects of climate conditions, including precipitation, climatic water balance, and temperatures, on the onset of general leaf colouring (BBCH94) of oaks (*Quercus sp.*) in individual forest vegetation zones (FVZ). Phenological stations with oak trees are located in the Western Carpathians and adjacent plains, in alluvial forests (FVZ 0) and from FVZ 1 (oak) to FVZ 4 (beech). Meteorological and phenological data from these stations cover two climatic normal periods: 1961-1990 and 1991-2020. The results of partial correlations indicated a significant effect ( $p < 0.05$ ) of temperature and precipitation variables on the onset of BBCH94. Specifically, higher minimum and average temperatures, particularly in September, led to delayed BBCH94 in FVZs 0 to 3. Conversely, in case of decreased precipitation and adverse climatic water balance during the summer period, the onset of BBCH94 started earlier in FVZs 0 to 2. In addition, the differences in the climatic water balance between the two normal periods indicated an increase in summer drought over the last 30 years in FVZ 1 (oak) and 2 (beech-oak). Following these results, we concluded that the drought periods are becoming a significant limiting factor for the length of the growing season in oak forests, particularly in FVZ 1 and 2.

**Keywords:** climate change, precipitation, climatic water balance, autumn phenology, oak

## ÚVOD

Klimatická zmena prináša okrem nárastu globálnej teploty aj zmeny v zrážkových režimoch, ktoré majú významné dopady na lesné ekosystémy. Za posledné desaťročia sme sa stretli nie len na Slovensku, ale aj v Európe s rôznymi úrovňami stresu suchom u lesných drevín. Stres suchom sprevádza spomalenie asimilácie a rastu (Camarero et al. 2018), výraznejšie stresované dreviny môžu predčasne ukončiť vegetačné obdobie (Bigler and Vitasse, 2021), pričom extrémne sucho môže viesť až k úhynu jedincov (Frei et al. 2022, Obladen et al. 2021).

Dub letný (*Quercus robur*) a dub zimný (*Quercus petraea*) patria v Európe medzi ekonomicky najvýznamnejšie druhy lesných drevín. Vo všeobecnosti sú vďaka xerotermnej štruktúre listu a koreňovej sústave, ktorá sa dokáže vysporiadať s rôznou úrovňou zásobenia pôdy vodou, relatívne tolerantné voči suchu (Čehulič et al. 2019). Napriek tomu však utlmujú svoj rast, ak sa obdobie sucha vyskytuje počas jarných mesiacov a to aj na stanovištiach, kde inak ich dlhodobý rast nie je významne ovplyvnený klimatickými faktormi (Bose et al. 2021).

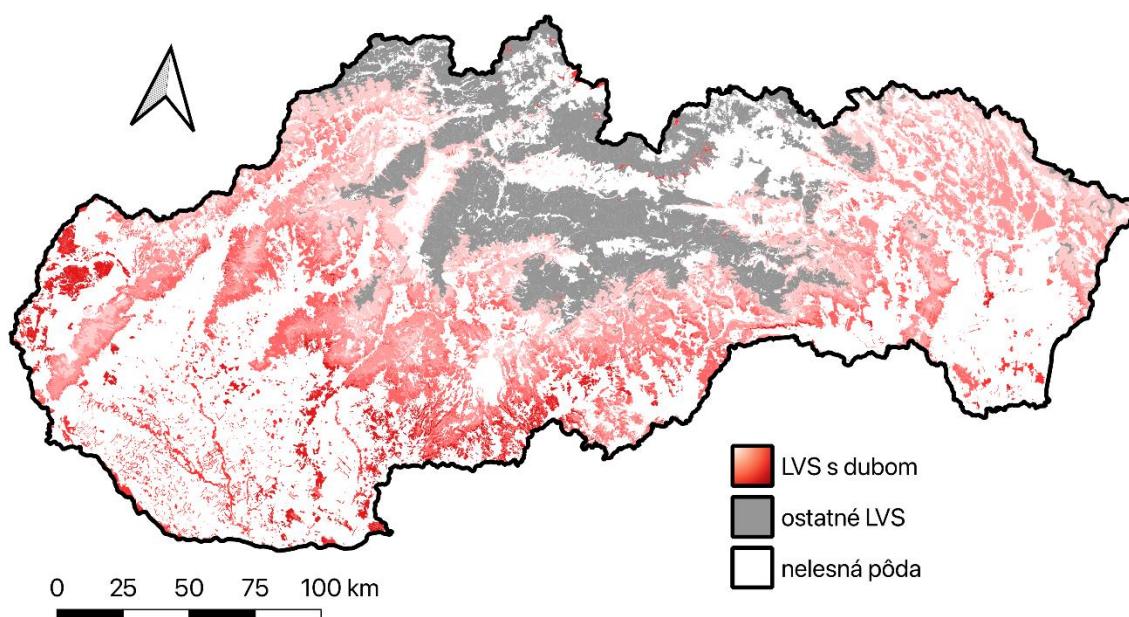
Duby môžu potenciálne reagovať na nedostatok zrážok aj predčasným alebo skorším ukončením ich vegetačného obdobia. Súvisí to s tým, že nástup fenologických fáz u vyšších rastlín významne ovplyvňujú práve sezónne fluktuácie počasia, hlavne teplota a zrážky (Richardson et al. 2013). Stále však existujú protichodné zistenia, ako jednotlivé druhy drevín

reagujú na teplejšie a/alebo suchšie podmienky – či sa žltnutie listov oneskoruje alebo naopak nastáva skôr.

Dubové porasty sa nachádzajú v Západných Karpatoch v teplejších oblastiach od lužných lesov až po 4. lesný vegetačný stupeň (LVS). Predmetom našej práce bolo preskúmať fenologickú odzvu dubov na klimatické podmienky v jednotlivých LVS so zameraním najmä na limitujúci efekt nepriaznivej klimatickej vodnej bilancie prípadne nízkych atmosférických zrážok v letnom období na ukončenie vegetačného obdobia. Pochopenie fyziologických mechanizmov, ktorými sa riadi načasovanie jesenného žltnutia listov pomôže obmedziť neistotu v projekciách fenológie a produktivity stromov v budúcnosti a v návrhoch adaptačných stratégií v lesníctve, krajinnom plánovaní a ochrane biodiverzity.

## METÓDY A ÚDAJE

V zmysle geobotanickej školy prof. Zlatníka môžeme vegetačný stupeň definovať ako klimaxové spoločenstvo podmienené makroklimou a mezoklimou v podmienkach meniacich sa nadmorskej výšky (Randuška et al. 1986). Duby (*Quercus robur* L. a *Quercus petraea* (Matt.) Liebl.) sú podľa klasifikácie lesných vegetačných stupňov podľa Zlatníka (1976) klimaxovými drevinami. Na základe tejto klasifikácie je územie Západných Karpát rozčlenené na 8 lesných vegetačných stupňov a 9. alpínsky – nelesný. Pre potreby analýz sme v tejto práci vyčlenili lužné lesy ako samostatný 0. LVS. Fenologické plochy, na ktorých sú zaznamenané fenologické fázy na duboch sa nachádzajú od 0. po 4. LVS (Obr. 1).



**Obr. 1. Mapa lesných vegetačných stupňov (LVS) s fenologickými pozorovaniami dubov na území Slovenska.**

Fenologické a klimatické údaje použité v tejto práci boli pozorované a merané v rámci monitorovacích sietí Slovenského hydrometeorologického ústavu. V rámci územia Západných Karpát a príľahlých nízin bolo vybratých 66 fenologických staníc, na ktorých sú sledované duby a časový rad obsahuje minimálne 70% údajov v normálovom období 1961-1990 a 1991-2020. Tieto fenologické stanice boli zatriedené do LVS (Tab. 1), pre ktoré sme odvodili priemerné dni nástupu fenologickej fázy BBCH94 v jednotlivých rokoch.

Za deň nástupu fenologickej fázy BBCH94 – všeobecné žltnutie listov sa považuje deň v roku, kedy 50% listov na sledovaných jedincoch v rámci fenologickej stanice stratilo zelenú farbu, čo signalizuje ukončenie vegetačného obdobia.

**Tabuľka 4. Charakteristika lesných vegetačných stupňov (Zlatník, 1976) a počet sledovaných fenologických plôch v rámci každého LVS.**

Lesný vegetačný stupeň	Lat.	Nadm.výška	Teplota	Zrážky	Počet plôch
0. lužné lesy					5
1. dubový	<i>Quercetum</i>	< 300	> 8,5	< 600	8
2. bukovo-dubový	<i>Fageto-Quercetum</i>	200 – 500	6,0 – 8,5	600 – 700	18
3. dubovo-bukový	<i>Querceto-Fagetum</i>	300 – 700	5,5 – 7,5	700 – 800	29
4. bukový	<i>Fagetum</i>	400 – 800	5,0 – 7,0	800 – 900	5

Teplotné a zrážkové údaje definujúce klimatické podmienky za normálové obdobia 1961-1990 a 1991-2020 boli získané zo 79 meteorologických staníc, ktoré sme zatriedili do jednotlivých LVS. Z nameraných údajov boli pre každý LVS vypočítané priemerné klimatické premenné – priemerná mesačná teplota (Tavg), maximálna mesačná teplota (Tmax), minimálna mesačná teplota (Tmin), mesačný úhrn zrážok (P), a klimatická vodná bilancia (KVB). Klimatická vodná bilancia bola definovaná ako rozdiel medzi mesačnými zrážkami a potenciálou evapotranspiráciou. Potenciálnu evapotranspiráciu sme vypočítali podľa Thornthwaitea (Thornthwaite, 1948). Klimatické premenné boli odvodené pre rôzne dlhé obdobia predchádzajúce žltnutiu listov: vegetačné obdobie (apríl-september), letné obdobie (jún-september), júl-september, august-september a pre samotný september. Vplyv týchto klimatických premenných na nástup BBCH94 bol zistovaný metódou parciálnej korelácie, kedy pri analýze vplyvu zrážkových premenných (P, KVB) bol kontrolovaný vplyv priemernej teploty vzduchu a pri analýze vplyvu teplotných premenných (Tmin, Tmax, Tavg) bol kontrolovaný vplyv atmosférických zrážok. Hladina významnosti korelačného koeficienta bola stanovená pre  $p < 0.05$ .

## VÝSLEDKY A DISKUSIA

### **Zmeny klimatických podmienok v lesných vegetačných stupňoch počas obdobia 1961-2020**

Zmeny v zrážkovom a teplotnom režime medzi normálovými obdobiami viedli k zmene potenciálnej evapotranspirácie, ktoré sa prejavili v zmene klimatickej vodnej bilancie. Počas druhého normálového obdobia stúpli vplyvom rastúcej teploty ročné sumy potenciálnej evapotranspirácie podobne ako sumy vo vegetačnom období vo všetkých LVS (Obr. 2). Nárast sme zaznamenali aj v úhrnoch zrážok, napriek tomu však došlo k poklesu klimatickej vodnej bilancie (KVB) predovšetkým vo vegetačnom a v letnom období. Zatiaľ čo v ročných úhrnoch bola klimatická vodná bilancia záporná len v 0. a 1. LVS, sumy za vegetačné obdobie a letné obdobie boli v záporných hodnotách od 0. až po 3. LVS v oboch normálových obdobiah. Najvýraznejšia zmena KVB bola zaznamenaná v 3. LVS, kde medzinormálový rozdiel v KVB dosiahol -33 mm v letných mesiacoch a -37 mm počas vegetačného obdobia (Obr. 2).

	lvs.	Normal 61-90				Normal 91-20				Zmena			
		Tavg	P	PET	KVB	Tavg	P	PET	KVB	Tavg	P	PET	KVB
Ročné	0	9.0	568	598	-30	10.3	606	638	-32	1.3	39	41	-2
	1	9.1	575	586	-11	10.2	617	651	-34	1.1	42	65	-23
	2	8.8	640	580	60	9.7	696	636	60	0.9	56	56	0
	3	7.5	746	561	185	8.8	792	631	161	1.3	45	69	-24
	4	6.8	754	521	233	7.5	825	568	257	0.8	71	47	24
Vegetačné obdobie	0	15.5	335	520	-184	17.1	367	540	-173	1.5	31	20	11
	1	15.7	335	508	-173	17.1	368	559	-191	1.3	33	51	-18
	2	15.3	376	495	-118	16.5	405	538	-133	1.2	29	43	-15
	3	13.9	450	497	-47	15.4	471	554	-83	1.4	20	57	-37
	4	13.1	469	455	14	14.0	505	499	5	0.9	36	44	-8
Letné obdobie	0	17.3	237	393	-156	18.9	264	406	-142	1.6	27	13	15
	1	17.5	231	378	-147	18.9	261	424	-163	1.5	30	46	-16
	2	17.1	263	370	-106	18.3	290	405	-115	1.3	27	36	-9
	3	15.7	322	371	-49	17.2	337	418	-82	1.5	14	47	-33
	4	14.8	339	336	3	15.8	365	367	-2	1.0	26	31	-5

**Obr. 2. Normálové hodnoty klimatických premenných Tavg (priemerná teplota), P (zrážky), PET (potenciálna evapotranspirácia) a KVB (klimatická vodná bilancia) pre obdobie 1961-1990 a 1991-2020 a ich zmeny vypočítané pre rok, vegetačné obdobie a letné obdobie.**

#### *Vplyv klimatických premenných na načasovanie všeobecného žltnutia listov duba*

V období 1961-2020 začínalo všeobecné žltnutie listov (BBCH94) v dubových porastoch v priemere medzi 10. až 17. októrom (poradový deň 283 až 290). Parciálna korelácia medzi BBCH94 u dubov a klimatickými premennými ukázala významný vplyv oboch – teplotných aj zrážkových premenných (Tab. 2). Významný vplyv teplotej sa prejavil predovšetkým v lužných lesoch (0. LVS) a v bukovo-dubovom stupni (2. LVS). Čím vyššia bola teplota v letnom období, tým neskôr dochádzalo k nástupu BBCH94. V 1. a 3. LVS boli významnými minimálne a priemerné denné teploty v septembri, v zmysle čím neskorší nástup chladného počasia v jeseni tým neskorší nástup žltnutia listov u dubov.

Ako limitujúci faktor, ktorý zabraňuje neskoršiemu ukončeniu vegetačného obdobia sa prejavili zrážkové premenné. Zatiaľ čo v rokoch bohatých na zrážky a s vyššou klimatickou vodnou bilanciou žltú duby signifikantne ( $p < 0.05$ , Tab. 2) neskôr, ich nedostatok spôsobuje posun tejto fenofázy BBCH94 do skôrsieho obdobia hlavne v porastoch od 0. po 2. LVS. V týchto LVS je klimatická vodná bilancia v letnom období nižšia ako -100 mm (Obr. 2). Na základe porovnania klimatickej vodnej bilancie medzi normálovými obdobiami 1961-1990 a 1991-2020 prezentovanými v predchádzajúcej kapitole môžeme očakávať, že 1. a 2. LVS sa budú stávať aj nadálej suchšími. V 3. LVS sa nateraz negatívny vplyv sucha neprejavil, avšak KVB letného obdobia tu medzi normálovými obdobiami klesla z -49 na -82 mm (Obr. 2). Ak bude tento trend pokračovať, dá sa očakávať, že v súčasnom normálovom období 2021-2050 môže klesnúť pod -100 mm. To by znamenalo, že KVB sa môže stať v 3. dubovo-bukovom LVS limitujúcim faktorom pre nástup BBCH94 už počas najbližšieho obdobia. Sucho počas vegetačného obdobia rastlín má významný vplyv na fyziologické procesy preto je v mnohých ekosystémoch limitujúcim faktorom s významnými ekonomickým a ekologickým dopadom. Spomalenie asimilácie a rastu vplyvom sucha nemusí byť nevyhnutne sprevádzané skorším žltnutím listov (Didion-Gency et al., 2023), ak však dôjde k žltnutiu, znamená to definitívny koniec asimilácie v danom roku.

**Tabuľka 2. Parciálna korelácia medzi klimatickými premennými odvodenými pre rôzne dlhé obdobia pred nástupom žltnutia listov a samotnou fenofázou BBCH94 za obdobie 1961-2020.**  
**Štatisticky významné korelácie ( $p < 0.05$ ) sú zvýraznené červenou farbou.**

LVS	Hodnoteného obdobie	P	KVB	Tmax	Tmin	Tavg
0	Vegetačné obdobie	0.10	0.10	<b>0.51</b>	<b>0.50</b>	<b>0.51</b>
	Letné obdobie	0.13	0.15	<b>0.50</b>	<b>0.51</b>	<b>0.50</b>
	Júl-september	<b>0.40</b>	<b>0.41</b>	<b>0.60</b>	<b>0.58</b>	<b>0.59</b>
	August-september	0.38	<b>0.40</b>	<b>0.52</b>	<b>0.52</b>	<b>0.53</b>
	September	0.27	0.29	0.37	<b>0.41</b>	<b>0.40</b>
1	Vegetačné obdobie	0.19	0.22	0.22	0.21	0.24
	Letné obdobie	0.25	<b>0.29</b>	0.15	0.17	0.18
	Júl-september	<b>0.31</b>	<b>0.35</b>	0.17	0.24	0.21
	August-september	<b>0.28</b>	<b>0.31</b>	0.18	0.26	0.22
	September	<b>0.29</b>	<b>0.31</b>	0.23	<b>0.36</b>	<b>0.32</b>
2	Vegetačné obdobie	0.21	0.25	0.27	0.26	0.23
	Letné obdobie	0.26	<b>0.30</b>	<b>0.35</b>	<b>0.36</b>	<b>0.32</b>
	Júl-september	<b>0.33</b>	<b>0.36</b>	<b>0.38</b>	<b>0.34</b>	<b>0.34</b>
	August-september	<b>0.29</b>	<b>0.31</b>	<b>0.40</b>	<b>0.41</b>	<b>0.38</b>
	September	<b>0.28</b>	<b>0.28</b>	<b>0.45</b>	<b>0.44</b>	<b>0.43</b>
3	Vegetačné obdobie	-0.18	-0.17	-0.21	-0.05	-0.16
	Letné obdobie	-0.17	-0.16	-0.09	0.01	-0.05
	Júl-september	-0.13	-0.11	0.03	0.09	0.06
	August-september	-0.17	-0.16	0.07	0.14	0.12
	September	-0.03	-0.02	<b>0.27</b>	<b>0.34</b>	<b>0.34</b>
4	Vegetačné obdobie	-0.11	-0.08	-0.12	-0.23	-0.17
	Letné mesiace	-0.16	-0.11	0.09	-0.13	0.01
	Júl-september	-0.11	-0.06	0.19	-0.06	0.11
	August-september	0.15	0.18	0.25	-0.02	0.16
	September	0.05	0.07	0.25	-0.06	0.12

## ZÁVER

V prezentovanej štúdii sme sa zaoberali hodnotením vplyvu klimatických podmienok so zameraním na zrážky, klimatickú vodnú bilanciu a teploty, na nástup všeobecného žltnutia listov (BBCH94) u dubov (*Quercus sp.*) v jednotlivých lesných vegetačných stupňoch. Výsledky ukázali, že vyššie minimálne a priemerné teploty, predovšetkým v septembri, posúvajú BBCH94 do neskorších termínov v 0. – 3. LVS čím prispievajú k predĺženiu vegetačného obdobia. Naopak vplyvom nedostatku zrážok a nepriaznivej klimatickej vodnej bilancie počas letných mesiacov nastáva žltnutie v 0. – 2. LVS významne skôr čím sa vegetačné obdobie skracuje. Porovnanie klimatickej vodnej bilancie medzi normálovými obdobiami 1961-1990 a 1991-2020 ukázalo, že v 1. a 2. LVS došlo k prehĺbeniu sucha počas vegetačného obdobia a letných mesiacov v posledných 3 dekádach. Výskyt sucha sa tak stáva významným limitujúcim faktorom pre dĺžku vegetačného obdobia u dubov v nižších LVS (dubovom a bukovo-dubovom), pričom v nasledujúcom normálovom období 2021-2050 môžeme očakávať jeho dopady už aj v 3. LVS (dubovo-bukovom).

## Poděkovanie

Tento príspevok bol vypracovaný s podporou projektu BLEPOSK - Vývoj systému pre hodnotenie hrozby bleskových povodní a na podporu tvorby návrhov modro-zelenej infraštruktúry ITMS 2014+ kód 313011BWT8 a projektov VEGA 02/0093/21 a VEGA 02/0003/21.

## REFERENCES

- Bigler, C., & Vitasse, Y. (2021): Premature leaf discoloration of European deciduous trees is caused by drought and heat in late spring and cold spells in early fall. *Agricultural and Forest Meteorology*, 307, 2021, 108492. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2021.108492>
- Bose, A. K., Scherrer, D., Camarero, J. J., et al. (2021): Climate sensitivity and drought seasonality determine post-drought growth recovery of *Quercus petraea* and *Quercus robur* in Europe. *Science of The Total Environment*, 784, 2021, 147222. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.147222>
- Čehulić, I., Sever, K., Katičić Bogdan, I., Jazbec, A., Škvorec, Ž., & Bogdan, S. (2019): Drought Impact on Leaf Phenology and Spring Frost Susceptibility in a *Quercus robur* L. Provenance Trial. *Forests*, 10, 1, 50. <https://doi.org/10.3390/f10010050>
- Didion-Gency, M., Vitasse, Y., Buchmann, N., Gessler, A., Gisler, J., Schaub, M. & Grossiord, C. (2023): Chronic warming and dry soils limit carbon uptake and growth despite a longer growing season in beech and oak (preprint) <https://doi.org/10.1101/2023.07.18.549347>
- Obladen, N., Dechering, P., Skiadaresis, G., Tegel, W., Keßler, J., Höllerl, S., Kaps, S., Hertel, M., Dulamsuren, C., Seifert, T., Hirsch, M., & Seim, A. (2021): Tree mortality of European beech and Norway spruce induced by 2018–2019 hot droughts in central Germany. *Agricultural and Forest Meteorology*, 307, 2021, 108482. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2021.108482>
- Frei, E. R., Gossner, M. M., Vitasse, Y., Queloz, V., Dubach, V., Gessler, A., Ginzler, C., Hagedorn, F., Meusburger, K., Moor, M., Vives, E. S., Rigling, A., Uitentuis, I., & Wohlgemuth, T. (2022): European beech dieback after premature leaf senescence during the 2018 drought in northern Switzerland. *Plant Biology* (Stuttgart, Germany), 24, 7, 1132–1145. <https://doi.org/10.1111/plb.13467>
- Camarero, J. J., Gazol, A., Cantero, A., Granda, E., & Ibáñez, R. (2018): Forest Growth Responses to Drought at Short- and Long-Term Scales in Spain: Squeezing the Stress Memory from Tree Rings. *Frontiers in Ecology and Evolution*, 6, 2018, 329909. <https://doi.org/10.3389/fevo.2018.00009>
- Randuška, D., Vorel, J., Plíva, K. (1986): Fytocenológia a lesnická typológia. *Príroda*.
- Richardson, A. D., Keenan, T. F., Migliavacca, M., Ryu, Y., Sonnentag, O., & Toomey, M. (2013): Climate change, phenology, and phenological control of vegetation feedbacks to the climate system. *Agricultural and Forest Meteorology*, 169, 2013, 156–173. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2012.09.012>
- Zlatník, A. (1976): Přehled skupin typů geobiocénů původně lesních a krovinných ČSSR. *Zpr. Geogr. úst. Čs. akad. věd. Brno*, 13, 3/4, 55–64.

# VPLYV DNOVÝCH SEDIMENTOV NA PRIETOKOVÉ POMERY KANÁLA GABCÍKOVO - TOPOĽNÍKY, ŽITNÝ OSTROV

**Renáta Dulovičová**

Ústav hydrologie Slovenskej akadémie vied, v. v. i.

*Korešpondenčný autor: Renáta Dulovičová, Ústav hydrologie SAV, v. v. i., Dúbravská cesta 9, 841 04  
Bratislava, dulovicova@uh.savba.sk*

## **ABSTRACT**

The aim of this paper was to find out the consequences of Gabčíkovo – Topoľníky channel silting up, the one from three main channels of Žitný ostrov channel network, to the flow conditions at this channel. This article deals with evaluation of results from the field measurements at Gabčíkovo – Topoľníky channel for period from 2018 to 2023. The area of Žitný Ostrov is flat land and the velocities in all channels of channel network are very slow. The occurrence of small velocities is considered for main reason of sediment's aggradation at channel bed. The flow profile of channels is reduced by increasing of thickness of bed sediments and in consequence of permanent sedimentation processes is adversely changing not only the cross-section of channel, but also its longitudinal profile. The volume of sediments is growing, too. Bed sediments, its thickness and texture have the important impact to interaction between surface water in channels of ŽO network and groundwater in its surroundings. There were performed the detailed field measurements of bed sediment thicknesses along the Gabčíkovo-Topoľníky in 2018 and 2023. Based on the calculation of the values of the average thickness of the bed sediments, there was determined the longitudinal distribution of the bed sediments along the G-T channel, the percentage of silting of the flow area in this channel and the values of the volumes of bed sediments in the G-T channel for the monitored period. The results of these measurements are summed up in all tables and figures of this paper and their comparison indicates the growing trend of longitudinal silting up of this channel and the volume quantity of bed sediments during the observed period.

**Keywords:** channel network, bed sediments, cross-section, longitudinal profile, volume of sediments

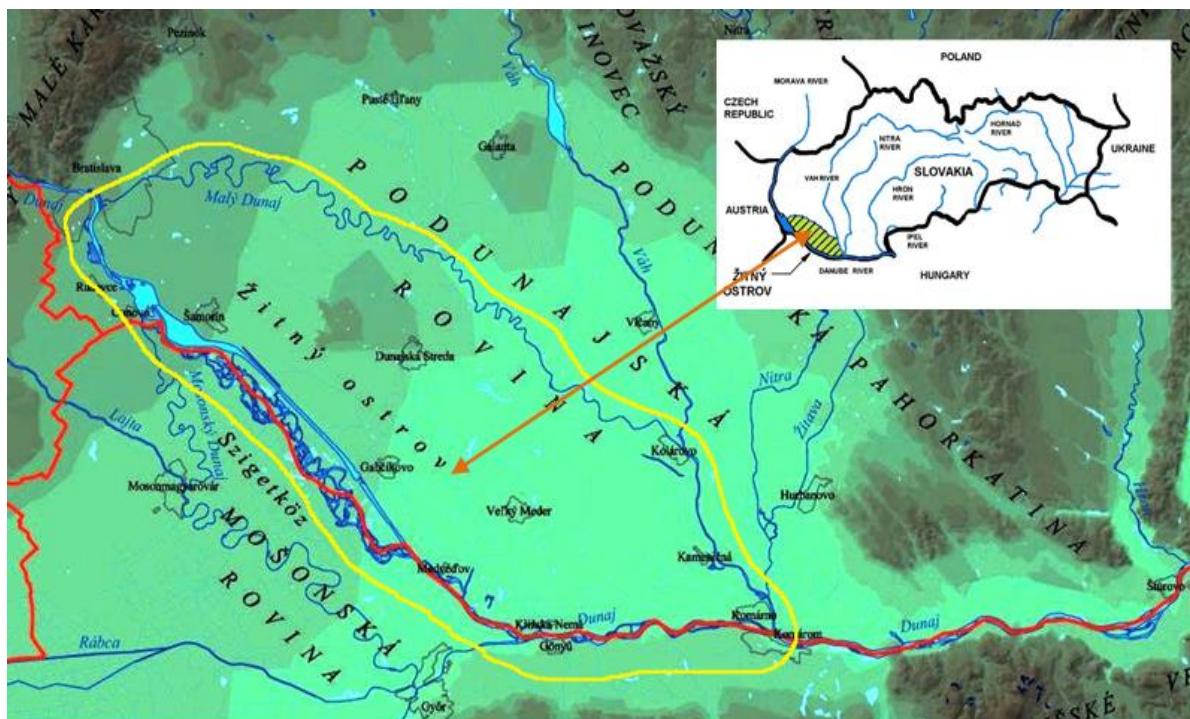
## **ÚVOD**

Zanášanie vodných tokov sedimentami v značnej miere ovplyvňuje prietokové pomery prúdenia v toku, a to najmä u nízinných tokov, ku ktorým radíme aj kanálovú sieť Žitného ostrova (ŽO). Jej nízky pozdĺžny sklon je príčinou výskytu veľmi nízkych hodnôt prietokovej rýchlosťi prúdenia v jednotlivých kanáloch kanálovej siete, v dôsledku čoho dochádza k usadzovaniu nesených častíc v toku, a to vo zvýšenej miere najmä na dne kanálov. Tieto tzv. dnové sedimenty postupne zväčšujú svoju hrúbku. V dôsledku zväčšovania hrúbky sedimentov sa prietokový profil kanála zmenšuje a vplyvom pretrvávajúcich sedimentačných procesov dochádza k nepriaznivej zmene nielen priečneho, ale aj pozdĺžneho prietokového profilu, ako aj k zvýšeniu objemového množstva dnových sedimentov (Kováčová, 2020). Dnové nánosy, ich hrúbka a zloženie v konečnom dôsledku významne vplývajú na vzájomnú interakciu medzi povrchovou vodou v kanálovej sieti a okolitou podzemnou vodou v celej oblasti ŽO (Dulovičová et al., 2013).

Príspevok je zameraný na otázku vplyvu dnových sedimentov na zmenu prietokových pomerov v kanáli Gabčíkovo-Topoľníky, jednom z troch hlavných kanálov Žitného ostrova, na ktorom prebieha monitorovanie zanesenia už od roku 1993, a vychádza z porovnania výsledkov terénnych meraní na tomto kanáli v rokoch 2018 a 2023.

## ZÁUJMOVÁ OBLASŤ

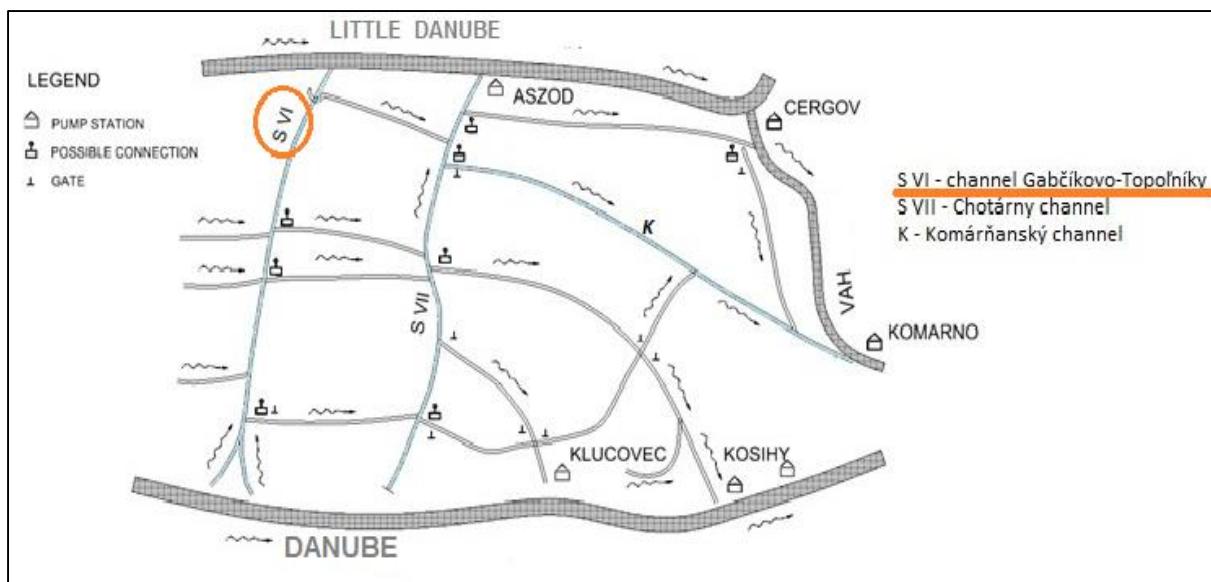
ŽO je súčasťou Podunajskej nížiny, geomorfologickej oblasti Malej dunajskej kotlyny - Obr. 1.



Obr. 1. Oblast Žitného ostrova.

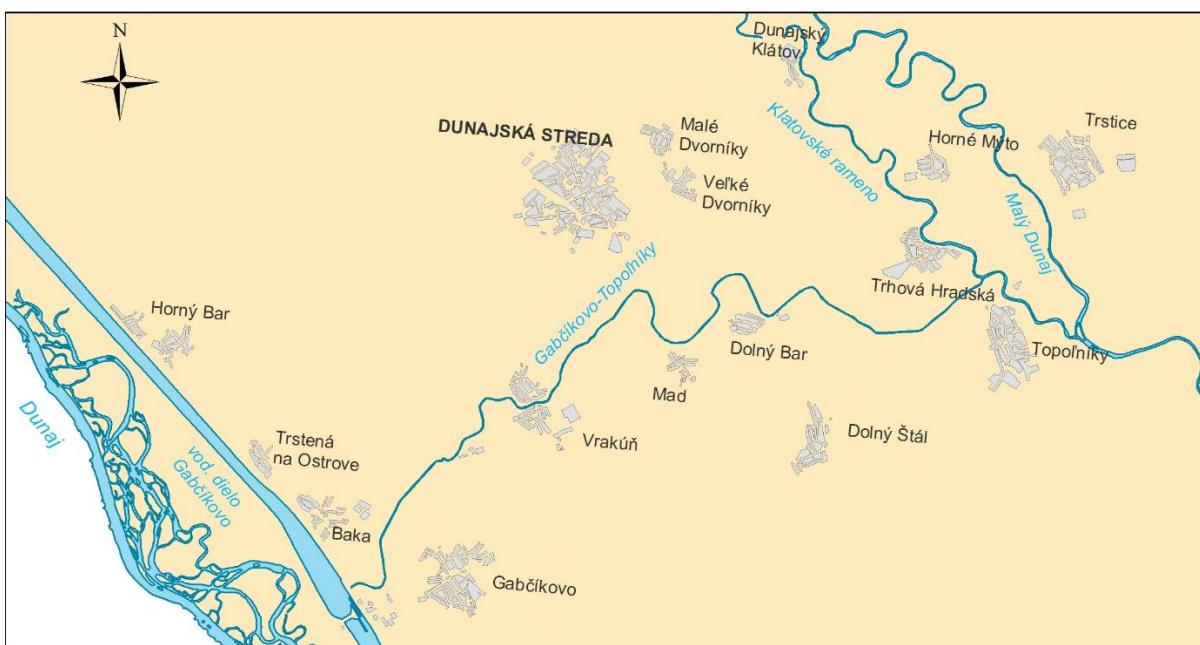
ŽO je ohraničený z juhu korytom rieky Dunaj, zo severu Klátovským ramenom Malého Dunaja a z východu na krátkom úseku riekou Váh. Je tvorený z náplavových sedimentov z horného toku Dunaja. Má elipsovity tvar, ktorého dĺžka je 84 km a šírka sa pohybuje v rozmedzí 15-30 km. Jeho celková rozloha je  $1\ 885 \text{ km}^2$  (Pásztorová et. al., 2013), jeho priemerná šírka je 20 km a jeho plocha je približne  $2\ 000 \text{ km}^2$ . Je to rovinaté územie, s veľmi malými výškovými rozdielmi: najvyšší bod ŽO sa nachádza v okolí Šamorína (134 m n. m.), najnižšie položená oblasť (105 m n. m.) je pri Komárne (Gyalokay, Procházka (1970)). Jeho povrch klesá juhovýchodným smerom, jeho pozdĺžny sklon je len okolo 0.25%, čo bolo jedným z hlavných dôvodov na vybudovanie kanálovej siete v tejto oblasti.

Vybudovanie kanálovej siete na ŽO koncom 19. storočia vyplynulo z prvotnej potreby odvodnenia zamokrených pôd na jeho území. V dôsledku intenzifikácie poľnohospodárskej výroby sa neskôr dostala do pozornosti aj potreba závlah na poľnohospodársky obrábanej pôde počas vegetačného obdobia. Kanálová siet ŽO mala teda plniť funkciu regulačnú, aj funkciu transportnú. Časom boli obe tieto funkcie vo veľkej miere ovplyvnené zmenou prietokového profilu kanálov, spôsobenou zanášaním dnovými sedimentami, a to najmä zväčšovaním ich hrúbky a tiež zmenami priepustnosti dnových sedimentov v kanálovej sieti. Základnými prvkami kanálovej siete ŽO sú kanály, čerpacie stanice a stavidlá, slúžiace predovšetkým k odvodňovacej činnosti a k nim sú pridružené vtokové, náplustné a odberné objekty, potrebné na závlahy – schéma na Obr. 2.



**Obr. 2. Schéma kanálovej siete na ŽO.**

Kanál Gabčíkovo-Topoľníky (G-T) - Obr. 3. - je dlhý cca 29 km, šírka koryta kanála v hladine sa pohybuje v rozsahu cca od 8 m do 17 m. Hĺbka vody v kanáli (na základe zmeraných priečnych profilov) sa pohybuje od 2.0 do 2.60 m. Voda z tohto kanála odteká gravitačne. Všetky stavidlá, ktoré sú určené na odtok do oblasti Chotárneho kanála (Aszód), sú za normálneho stavu zatvorené, otvárajú sa iba v čase veľkých povodní pre odľahčenie alebo v suchom období na dodávku závlahovej vody. Stavidlá na bočných kanáloch kanála G-T sú pri odvodňovaní otvorené, podľa pokynov sa zatvárajú na vzdutie, resp. na reguláciu hladiny podzemnej vody. Kanál G-T je náplustným objektom prepojený s Dunajom a vyúsťuje do Klátovského ramena Malého Dunaja medzi obcami Topoľníky a Trhová Hradská. G-T kanál je napájaný vodou z ľavostranného priesakového kanála prívodného kanála VD Gabčíkovo medzi obcami Baka a Gabčíkovo. Odberný objekt do kanála G-T je umiestnený v ľavostrannej hrádzi prívodného kanála pred plavebnými komorami. Nachádzajú sa tu aj dve vodomerné stanice, stanica Gabčíkovo v kilometri 25.7 a stanica Topoľníky v kilometri 0.30.



**Obr. 3. Situovanie kanála Gabčíkovo – Topoľníky na ŽO.**

## METODIKA MERANÍ

Zanášanie kanálovej siete ŽO dnovými sedimentami, ako už bolo spomenuté, sa začalo sledovať a zaznamenávať už od roku 1993 - na troch hlavných kanáloch kanálovej siete ŽO (okrem kanála G-T aj na Chotárnom a Komárňanskom kanáli). Terénné merania zanesenia pokryli cca 100 km kanálovej siete, boli zmerané hrúbky dnových sedimentov v cca 200 priečnych profiloch. Okrem toho sa vo vybraných priečnych profiloch, v ktorých boli zaznamenané nánosy veľkej mocnosti, odoberali aj vzorky dnových sedimentov - na zistenie nasýtenej hydraulickej vodivosti dnových nánosov, vyjadrujúcej mieru ich prieplustnosti (Dulovičová, Velísková, 2005; Dulovičová, 2019; Gomboš et al., 2021). V roku 2018 sa merala hrúbka dnových sedimentov na kanáli G-T pomocou jednoduchého zariadenia tzv. pichacej sondy (Dulovičová, Velísková, 2006), pričom merania sa vykonávali z prenosného nafukovacieho člina v priečnych profiloch, vzdialených od seba cca 1.0 – 2.0 km (v závislosti od prístupnosti k priečnemu profilu) a v každom jednom bola meraná hrúbka sedimentov s pravidelným krokom 1.0 m pozdĺž priečneho profilu. V roku 2023 sa zopakovali kontrolné merania v rovnakých priečnych profiloch kanála G-T ako v roku 2018, tou istou metodikou merania. Z nameraných hodnôt hrúbky sedimentov v každom priečnom profile bola stanovená pre každý priečny profil hodnota priemernej hrúbky sedimentu – ako podiel plochy priečneho rezu nánosu v danom profile a jeho šírky (Dobiasová, Dulovičová, 1994).

Samotné hrúbky sedimentov sa pozdĺž jednotlivých priečnych rezov značne menili, od nulovej hodnoty pri brehovej čiare až po maximálne hodnoty, ktoré v niektorých miestach dosahovali mocnosti 1.0 až 2.0 m. Avšak tieto veľké nánosy sa nevyskytli vždy v strede jednotlivých priečnych profilov, čo možno vysvetliť na základe vplyvu meniacich sa geometrických a hydraulických charakteristik kanála.

Ako už bolo spomenuté, vo zvisliciach vo vzdialostiach 1.0 m pozdĺž každého priečneho profilu kanála sa z meraní hĺbky vody po úroveň sedimentu a hrúbky sedimentu vyhodnocovala aj prietoková plocha, spolu s jej zanesenou časťou (plocha sedimentu) a to podľa vzťahu:

$$S = \sum_{i=1}^n S_i = \sum_{i=1}^n \frac{h_{i-1} + h_i}{2} \Delta X_i \quad (1)$$

kde  $h_i$  je súčet nameranej hĺbky vody a hrúbky sedimentu v i-tej meranej zvislici daného priečneho profilu [m],  $\Delta X_i$  je vzdialosť dvoch susedných meraných zvisíc [m].

Podľa rovnice (1) sa vyhodnocovala aj plocha sedimentu v danom priečnom profile. V tom prípade  $h_i$  bola nameraná hrúbka sedimentu v i-tej meranej zvislici. Následne bolo pre každý zmeraný priečny profil kanála určené percento zanesenia prietokovej plochy (Dulovičová, Velísková, 2011; Dulovičová et al., 2014). Výsledky týchto vyhodnotení pre kanál G-T za sledované obdobie sú zhrnuté v Tabuľke 1 a 2, ktorá je v časti Výsledky a diskusia.

Na základe vyčíslenia hodnôt priemernej hrúbky dnových sedimentov bolo zistené pozdĺžne rozdelenie dnových sedimentov v kanáli G-T za sledované obdobie. Výsledky v podobe grafického zobrazenia na Obr. 4 sú takisto uvedené v časti Výsledky a diskusia.

V dôsledku pretrvávajúcich sedimentačných procesov dochádzalo nielen k nárastu hrúbky sedimentov a tým k nepriaznivej zmene nielen priečneho, ale aj pozdĺžneho prietokového profilu kanála, ale aj k zvýšeniu objemového množstva dnových sedimentov. Z priemerných hrubok nánosov a ich rozdelenia pozdĺž kanála bolo možné vyčísiť objem dnových sedimentov podľa vzťahu (Dulovičová, Velísková, 2006):

$$V = \sum_{i=1}^{p-1} (S_{N_i} + S_{N_{i+1}}) D_i / 2 \quad (2)$$

kde  $S_{Ni}$  sú plochy sedimentov jednotlivých priečnych profilov

$D_i$  sú vzdialenosť medzi susednými profilmi,  $p$  je celkový počet zmeraných profilov

Vyčíslené objemy dnových sedimentov na kanáli G-T za sledované obdobie sú zhrnuté v časti Výsledky a diskusia v Tabuľke 3, ktorá uvádzajú pre porovnanie hodnoty objemov sedimentov na kanáli G-T za roky 1993 a 2008 (Dulovičová, Velíšková, (2007); Dulovičová, Velíšková, (2010)), doplnené o hodnoty, získané z meraní zanesenia v rokoch 2018 a 2023.

## VÝSLEDKY A DISKUSIA

Z výhodnotenia nameraných údajov na kanáli G-T v roku 2018 a 2023 a ich porovnaním bolo možné získať reálnu predstavu o vývoji zanesenia tohto kanála počas kratšieho monitorovaného obdobia piatich rokov.

Tabuľka 1 dokumentuje záznam hrúbky sedimentov v 30 priečnych profiloch, zmeraných pozdĺž kanála G-T v roku 2018, s následne vyčíslenými hodnotami priemernej hrúbky sedimentu v každom profile (podľa rovnice (1)) a % jeho zanesenia.

**Tabuľka 1. Priemerná hrúbka sedimentu, prietoková plocha, plocha sedimentu a % zanesenia profilu pozdĺž kanála G-T v roku 2018**

Profil č.	Staničenie [km]	Priemerná hrúbka nánosu [m]	Plocha priečneho profilu [m]	Plocha nánosu v profile [m]	% zanesenia profilu
1	1,00	0,16	2,43	28,59	8,48
2	2,00	0,13	1,78	23,56	7,53
3	3,00	0,15	2,52	23,87	10,55
4	4,00	0,20	2,73	25,14	10,86
5	5,00	0,15	1,99	21,01	9,47
6	6,00	0,10	1,57	19,24	8,16
7	7,00	0,39	6,18	26,93	22,94
8	8,00	0,32	4,73	25,80	18,33
9	9,00	0,22	3,30	19,39	17,02
10	10,00	0,07	1,08	15,07	7,14
11	11,00	0,34	5,56	21,30	26,11
12	12,00	0,29	4,47	19,67	22,73
13	13,00	0,71	11,35	26,02	43,61
14	14,00	0,39	5,58	18,91	29,53
15	15,00	0,46	5,24	17,93	29,20
16	16,00	0,36	5,03	17,25	29,16
17	17,00	0,16	2,62	25,83	10,14
18	18,00	0,23	3,86	26,71	14,44
19	19,00	0,26	4,50	27,17	16,54
20	20,00	0,26	3,55	18,03	19,67
21	21,00	0,49	7,66	20,18	37,93
22	22,00	0,44	6,89	22,01	31,28
23	23,00	0,64	10,88	22,25	48,90
24	23,50	0,36	6,29	20,98	29,97
25	24,00	0,22	2,35	12,33	19,03
26	25,00	0,32	4,03	15,06	26,78
27	26,00	0,44	8,78	35,59	24,67
28	26,85	0,19	2,60	21,08	12,33
29	28,00	0,21	3,06	24,50	12,47
30	28,90	0,16	1,83	18,40	9,95

Obdobne záznamy meraní za rok 2023 a vyčíslenie hodnôt priemernej hrúbky sedimentu v každom profile a % jeho zanesenia v tomto roku uvádzajú Tabuľka 2.

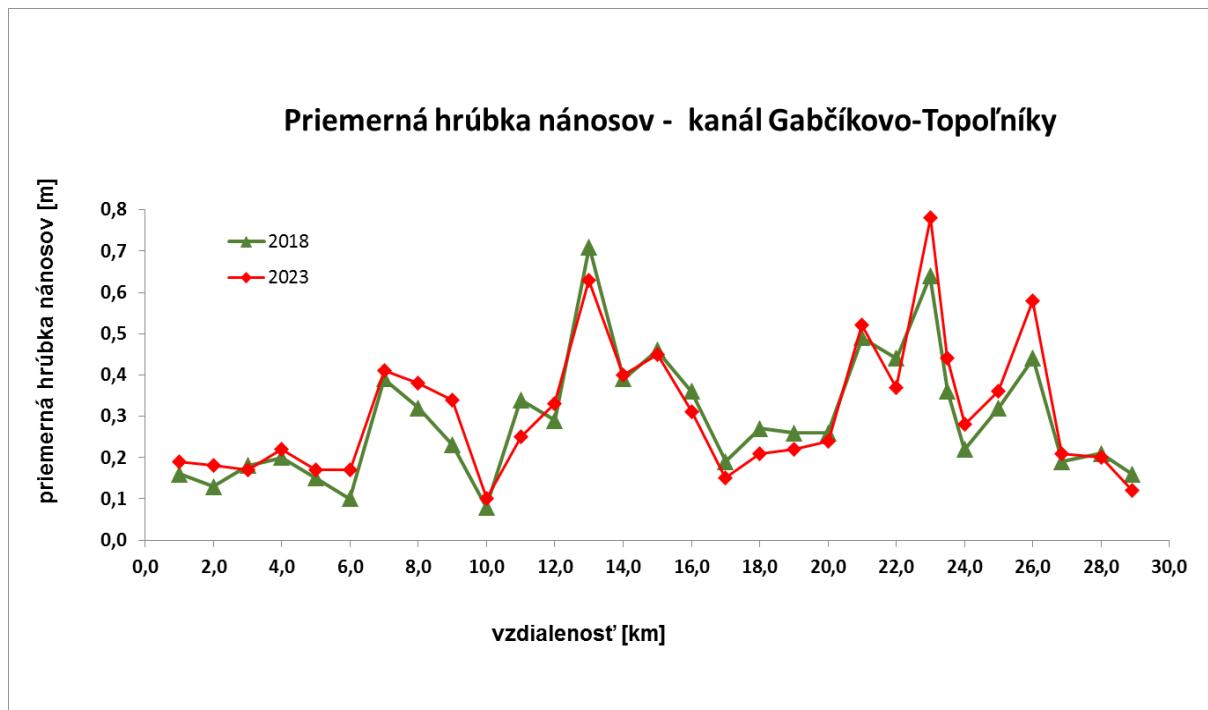
**Tabuľka 2. Priemerná hrúbka sedimentu, prietoková plocha, plocha sedimentu a % zanesenia profilu pozdĺž kanála G-T v roku 2023**

Profil č.	Staničenie [km]	Priemerná hrúbka nánosu [m]	Plocha priečného profilu [m]	Plocha nánosu v profile [m]	% zanesenia profilu
1	1,00	0,19	3,27	30,50	10,72
2	2,00	0,18	2,64	24,85	10,60
3	3,00	0,17	2,64	23,53	11,22
4	4,00	0,22	3,69	28,98	12,72
5	5,00	0,17	2,45	23,88	10,26
6	6,00	0,17	2,77	25,00	11,07
7	7,00	0,41	7,64	35,27	21,65
8	8,00	0,38	6,94	33,81	20,52
9	9,00	0,34	5,70	30,15	18,91
10	10,00	0,10	1,60	22,67	7,06
11	11,00	0,25	4,34	27,74	15,65
12	12,00	0,33	5,69	26,89	21,16
13	13,00	0,63	10,12	30,12	33,60
14	14,00	0,40	6,38	24,58	25,96
15	15,00	0,45	5,58	21,61	25,83
16	16,00	0,31	4,88	21,92	22,26
17	17,00	0,15	2,34	27,08	8,64
18	18,00	0,21	3,61	27,79	12,97
19	19,00	0,22	4,02	27,27	14,75
20	20,00	0,24	3,42	18,84	18,15
21	21,00	0,52	8,77	21,87	40,10
22	22,00	0,37	5,93	21,90	27,06
23	23,00	0,78	14,78	28,64	51,61
24	23,50	0,44	8,22	23,07	35,63
25	24,00	0,28	3,12	13,78	22,61
26	25,00	0,36	4,53	16,25	27,90
27	26,00	0,58	11,54	36,59	31,54
28	26,85	0,21	2,88	20,88	13,77
29	28,00	0,20	2,80	23,54	11,88
30	28,90	0,12	1,59	18,59	8,55

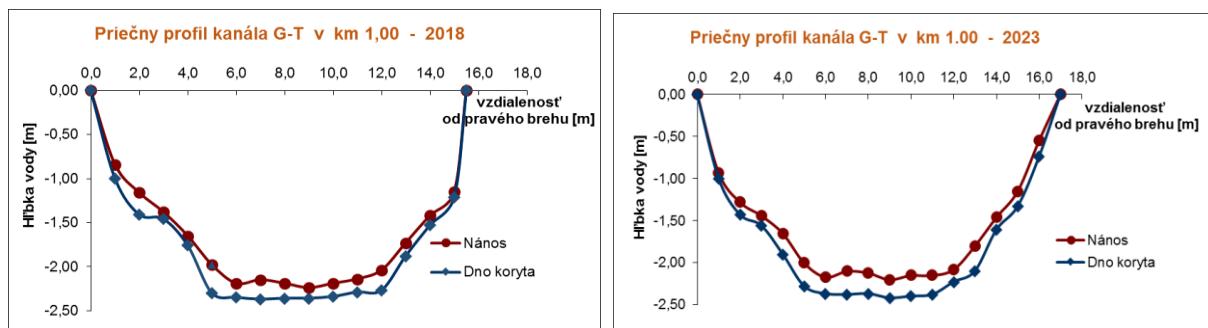
Hodnoty priemernej hrúbky nánosov v jednotlivých priečnych profiloch kanála G-T z Tabuľky 1 a 2 boli použité na zobrazenie priebehu zanesenia pozdĺž kanála G-T pre sledované roky a ich následné porovnanie. Grafické znázornenie pozdĺžneho rozdelenia dnových sedimentov na kanáli G-T je na Obr. 4.

Tento graf dokumentuje, že za toto sledované obdobie pozdĺžne zanesenie kanála G-T pozvoľna narastlo (s výnimkou úsekov, v ktorých bol prietočný profil kanála v rámci údržby čistený), teda za obdobie od roku 2018 do roku 2023 došlo k miernemu nárastu vrstvy dnových sedimentov.

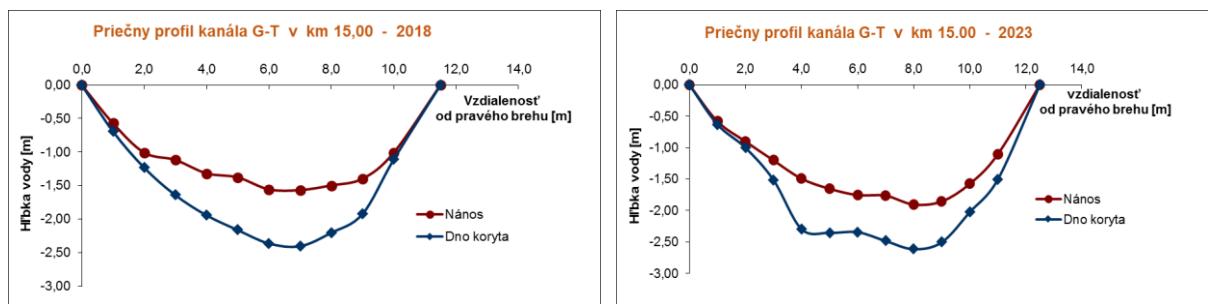
Ako príklad zmeny hrúbky dnových sedimentov pozdĺž kanála G-T je možno uviesť porovnania zanesenia v roku 2018 a v roku 2023 vo vybraných priečnych profiloch tohto kanála - na jeho začiatku, v strede a na jeho konci. Obr. 5a - 5c dokumentuje zmeny vo vybraných priečnych profiloch kanála G-T v dôsledku zanesenia dnovými nánosmi v km 1,0, km 15,0 a km 26,85.



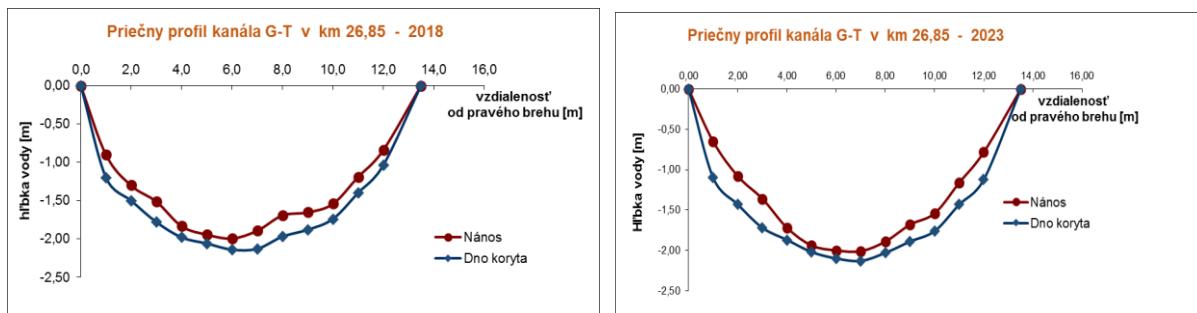
**Obr. 4. Porovnanie pozdĺžneho zanesenia kanála Gabčíkovo-Topoľníky v rokoch 2018 a 2023.**



**Obr. 5a Porovnanie zanesenia priečného profilu v roku 2018 a 2023 - km 1.00**

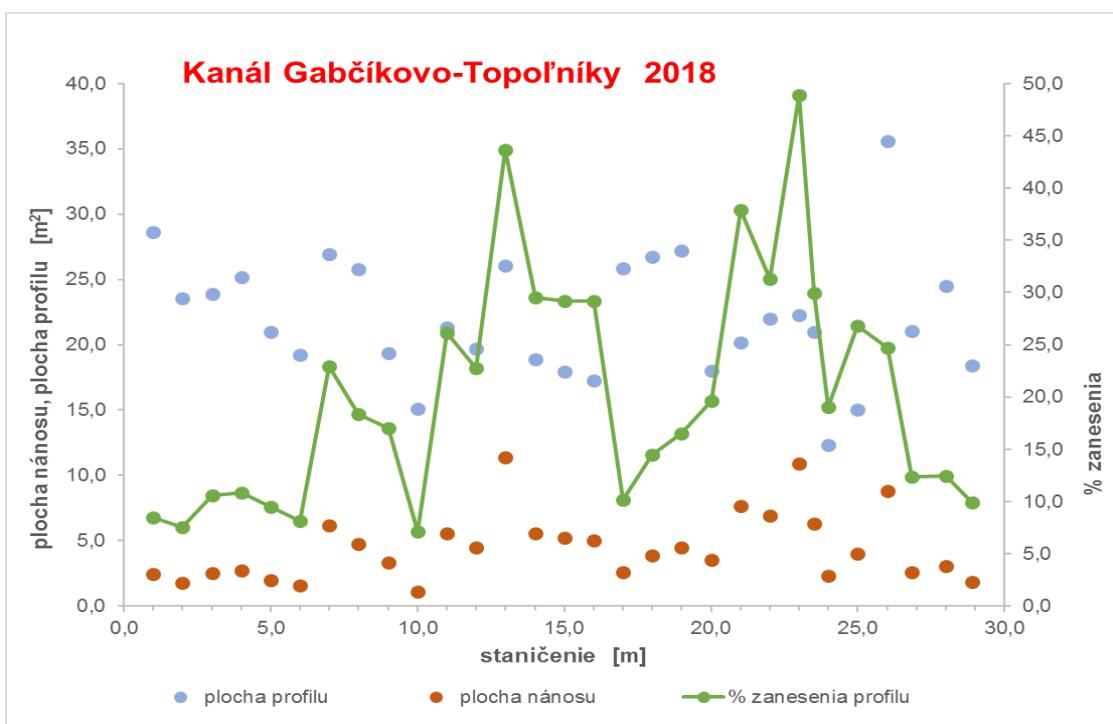


**Obr. 5b Porovnanie znesenia priečného profilu v roku 2018 a 2023 - km 15.00.**



**Obr. 5c Porovnanie zanesenia priečneho profilu v roku 2018 a 2023 - km 26.85.**

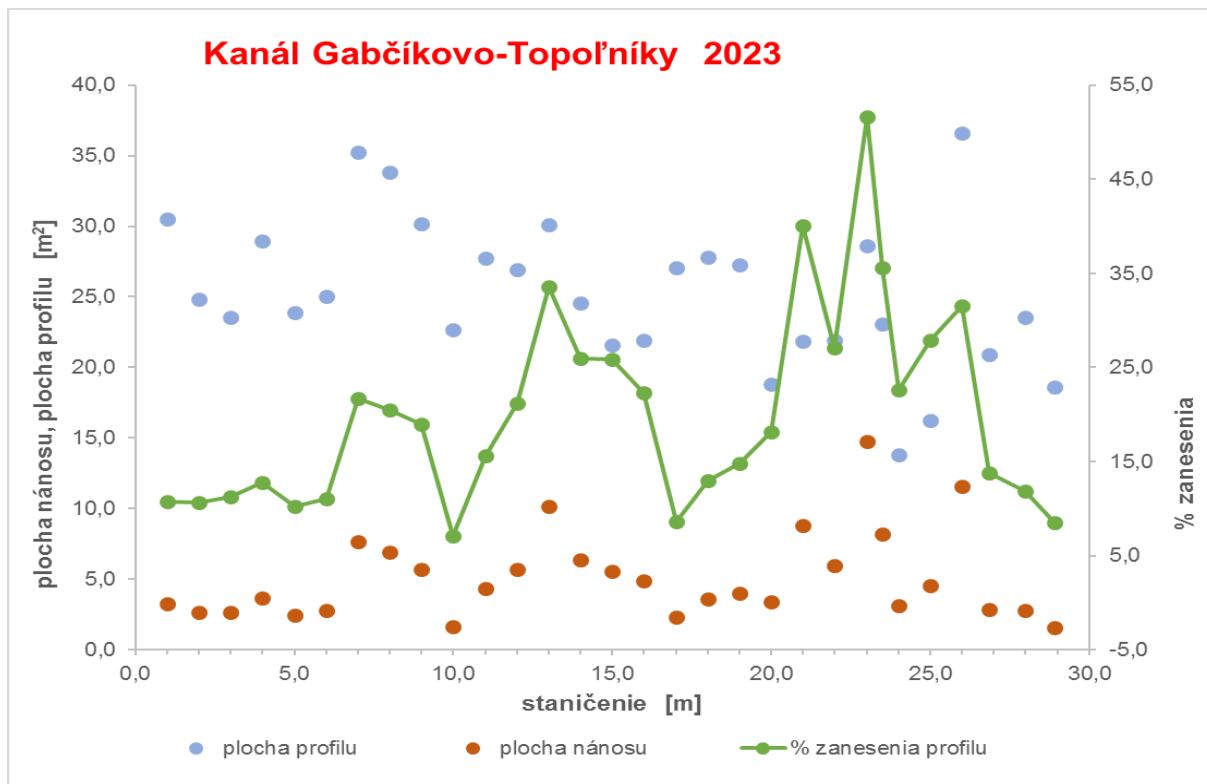
Hodnoty prietokovej plochy a plochy sedimentu v jednotlivých priečnych profiloch z Tab. 1 a 2 (vyčíslené na základe rovnice (1)), spolu s hodnotami % zanesenia jednotlivých profilov, sú pre rok 2018 graficky zobrazené na Obr. 6, pre rok 2023 na Obr. 7.



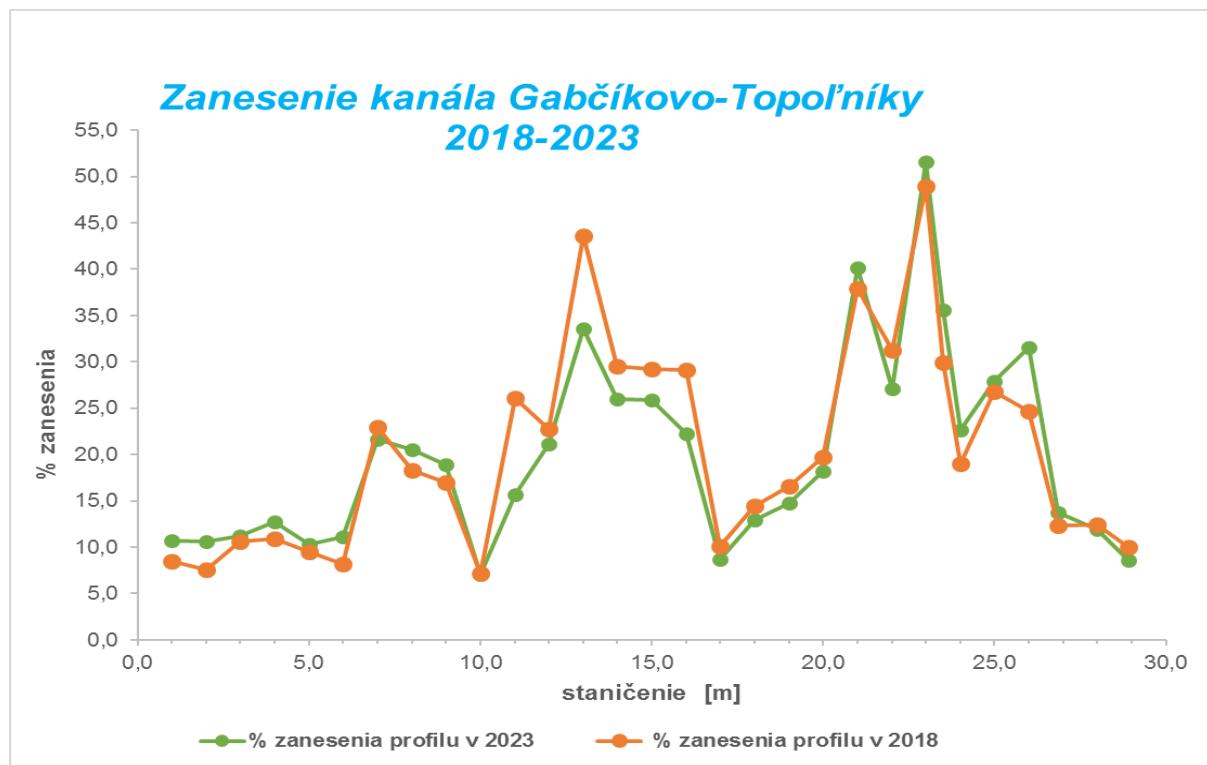
**Obr. 6. Percentuálne vyjadrenie zanesenia priečnych profilov pozdĺž kanála G-T v roku 2018.**

Obrázok 8 je grafickým vyjadrením porovnania percentuálneho zanesenia jednotlivých priečnych profilov dnovými sedimentami za sledované obdobie.

Tabuľka 3 uvádzá hodnoty objemov sedimentov, usadených pozdĺž kanála G-T, ktoré boli vyčíslené na základe rovnice (2). Ako vidno z údajov v tejto tabuľke, v roku 2023 bol oproti roku 1993 (odkedy sa začalo so sledovaním zanesenia kanálovej siete) zaznamenaný približne 1.5 násobný nárast objemu sedimentov. Z porovnania objemov dnových sedimentov v roku 2018 a v roku 2023 je takisto evidentný jeho rastúci trend – 1.14 násobný nárast objemu sedimentov. Pri porovnaní objemov sedimentov medzi rokom 2008 a 2018 bol zaznamenaný mierny pokles množstva usadených sedimentov, čo možno vysvetliť ako dôsledok intenzívnejšej údržby čistenia kanála v tomto období.



Obr. 7. Percentuálne vyjadrenie zanesenia priečnych profilov pozdĺž kanála G-T v roku 2023.

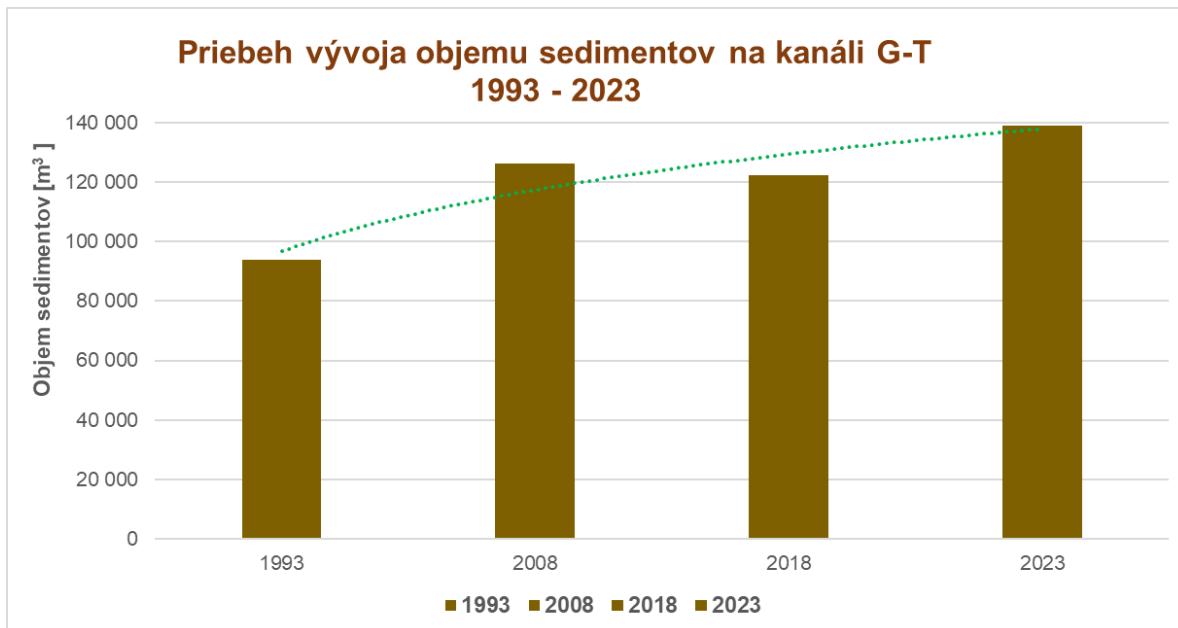


Obr. 8. Porovnanie zanesenia jednotlivých priečnych profilov pozdĺž kanála G-T v rokoch 2018 a 2023 (percentuálne vyjadrenie).

**Tabuľka 3. Celkové objemy dnových sedimentov v kanáli Gabčíkovo-Topoľníky**

Rok	Objem sedimentov [m <sup>3</sup> ]
1993	93 793
2008	126 411
<b>2018</b>	<b>122 354</b>
<b>2023</b>	<b>139 150</b>

Obr. 9 dokumentuje nárast objemu dnových sedimentov na kanáli G-T za obdobie od roku 1993 do roku 2023, resp. jeho rastúci trend.



**Obr. 9. Zobrazenie nárastu objemu dnových sedimentov na kanáli G-T za sledované obdobie od 1993 do 2023.**

## ZÁVERY

Na základe vyhodnotenia výsledkov terénnych meraní zanesenia kanála G-T dnovými sedimentami v rokoch 2018 a 2023 možno skonštatovať, že celkovo došlo k nárastu vrstvy dnových sedimentov a k zvýšeniu ich objemového množstva. Tento záver dokumentuje graf na Obr. 4, ktorý zobrazuje, že za toto sledované obdobie pozdĺžne zanesenie kanála G-T pozvoľna naráslo (s výnimkou úsekov, v ktorých bol prietočný profil kanála v rámci údržby čistený). Porovnanie pozdĺžného znesenia kanála G-T v roku 2018 a v roku 2023 vo vybraných priečnych profiloch (na jeho začiatku, v strede a na konci - km 1.0, km 15.0 a km 26.85), zobrazených na Obr. 5a - 5c, ktoré dokumentujú zmeny ich prietočného profilu následkom znesenia dnovými nánosmi, rovnako potvrdzuje nárast znesenia.

Z porovania hodnôt prietokovej plochy, plochy sedimentu a percentuálneho vyjadrenia znesenia jednotlivých priečnych profilov (vypočítaných na základe rovnice (1) v Tab. 1 a Tab. 2), zobrazeného na Obr. 8, je taktiež zrejmé, že vplyvom zväčšenia hrúbky sedimentu sa v roku 2023 prietoková plocha jednotlivých priečnych profilov oproti roku 2018 skôr zmenšila, s výnimkou stredného úseku kanála G-T medzi km 10.0 – 20.0, kde došlo pravdepodobne v dôsledku intenzívnejšieho prevedenia čistenia tohto úseku kanála v rámci údržby k zmenšeniu hrúbky dnových sedimentov a následne k zväčšeniu prietokovej plochy týchto profilov, resp. zlepšeniu prietokových pomerov na tomto úseku kanála G-T. To potvrdzuje predpoklad, že ak správca kanálovej siete ŽO bude dbať na dodržiavanie prevádzkového

poriadku a intenzívne vykonávať pravidelnú údržbu čistenia kanálov v celej kanálovej sieti na ŽO, zmenší sa nánosová vrstva dnových sedimentov. Týmto zásahom dôjde k zlepšeniu prietokových pomerov a tým aj zlepšeniu vzájomnej interakcie medzi hladinou povrchovej vody v jednotlivých kanáloch s hladinou podzemnej vody v jej okolí v rámci celého územia ŽO. Z porovnania objemov dnových sedimentov, usadených pozdĺž kanála G-T za sledované obdobie, ktoré boli vyčíslené na základe rovnice (2) a graficky zobrazené na Obr. 9, taktiež vidno celkovo rastúci trend objemového množstva dnových sedimentov na kanáli G-T, a to tak za celé monitorované obdobie od roku 1993, ako aj za sledované obdobie medzi rokom 2018 a 2023, ktorému sa venuje tento príspevok.

Záverom možno skonštatovať, že aj nadálej je potrebné pokračovať v monitorovaní zanesenia kanálovej siete na ŽO, aby mohli byť naše výsledky a odporúčania, získané z terénnych meraní na jednotlivých kanáloch, využité prevádzkovateľom v praxi na zlepšenie prietokových pomerov prúdenia v celej kanálovej sieti ŽO, resp. na zintenzívnenie vzájomnej interakcie kanálovej siete s podzemnou vodou v okolí kanálov a tým na zlepšenie jej využitia na vzájomnú výmenu množstva vody medzi sebou, podľa aktuálnej potreby.

## **Podakovanie**

Tento príspevok vznikol s podporou projektu VEGA-02/0028/23.

## **LITERATÚRA**

- Dobiasová, A., Dulovičová, R. (1994): Súčasný stav zanesenia kanálovej siete Žitného ostrova. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 42, 6, 442-448.
- Dulovičová, R., Velísková, Y. (2005). The saturated hydraulic conductivity of silts in the main channels of the Žitný Ostrov channel network (in Slovak). *Acta Hydrologica Slovaca*, 6, 2, 274-282. ISSN: 1335-6291
- Dulovičová, R., Velísková, Y. (2006): Zanášanie kanálovej siete Žitného ostrova a jeho vplyv na interakciu s podzemnými vodami, *Zborník príspevkov zo VI. vedeckej konferencie s medzinárodnou účasťou "Vplyv antropogénnej činnosti na vodný režim nížinného územia"*, CD-ROM, ÚH SAV, Michalovce, 2006, 12 s. ISBN 80-89139-09-4.
- Dulovičová, R., Velísková, Y. (2007): Change of Žitný ostrov channel network aggradation state. *J. Hydrol. Hydromech.*, 55, 3, 185–198.
- Dulovičová, R., Velísková, Y. (2010): Zmeny na kanáloch Žitného ostrova vplyvom ich zanášania. *Acta Hydrologica Slovaca*, 11, 2, 219–226.
- Dulovičová, R., Velísková, Y. (2011): Rozdelenie nánosov a niektorých chemických ukazovateľov pozdĺž kanála Gabčíkovo – Topoľníky. *Acta Hydrologica Slovaca*, 12, 2, 144–150.
- Dulovičová, R., Velísková, Y., Bara, M., Schügerl, R. (2013): Stanovenie vplyvu hrúbky nánosov pozdĺž Chotárneho kanála na interakciu povrchových a podzemných vôd v jeho okolí. *Acta Hydrologica Slovaca*, 14, 1, 126–134.
- Dulovičová, R., Velísková, Y., Takáčová, D. (2014): Vyhodnotenie zanesenia a vývoja kvality vody Chotárneho kanála. *Acta Hydrologica Slovaca*, 15, 1, 78–86.
- Dulovičová, R. (2019). Transformation of bed silts along lowland channel Gabčíkovo-Ttopoľníky and comparison of their saturated hydraulic conductivity values. *Acta Hydrologica Slovaca*, 20, 2, 151–159. DOI: 10.31577/ahs-2019-0020.02.0018
- Kováčová, V. (2020): Assessment of surface water eutrophication at Žitný ostrov region. *Acta Hydrologica Slovaca*, 21, 1, 65–73. DOI: 10.31577/ahs-2020-0021.01.0008
- Gomboš M., Tall, A., Kandra, B., Pavelková, D. (2021). Influence of soil type on statistical characteristics and graphical results interpretation of the water storage distribution monitoring along the vertical of the soil profile. *Acta Hydrologica Slovaca*, 22, 1, 97–105. DOI: 10.31577/ahs-2021-0022.01.0011

*Electronic Book*  
*Contemporary Challenges in Environmental Research*

Gyalokay, M., Procházka, J. (1970): Komplexný manipulačný poriadok pre odvodňovací systém Žitného ostrova, Záverečná správa B-PÚ-71. Výskumný ústav vodného hospodárstva.

Pásztorová, M., Vitková, J., Jarabicová, M., Nagy, V. (2013): Vplyv vodného diela Gabčíkovo na vodný režim pôd. Acta Hydrologica Slovaca, 14, 2, 429–436.

# VYUŽITIE FLUORESCENCIE CHLOROFYLU NA HODNOTENIE AKTUÁLNEHO STAVU VEGETÁCIE JAČMEŇA NA PÔDE S APLIKOVANÝM BIOUHLÍM

**Lenka Botyanszká<sup>1</sup>, Justína Vitková<sup>1</sup>, Lucia Toková<sup>1</sup>, Natália Botková<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> Ústav hydrologie SAV, v. v. i.

<sup>2</sup> Ústav krajinného inžinierstva, Fakulta záhradníctva a krajinného inžinierstva, Slovenská poľnohospodárska univerzita v Nitre

*Korešpondenčný autor: Lenka Botyanszká, Ústav hydrologie SAV, v. v. i., Dúbravská cesta 9, 841 04 Bratislava,  
botyanszka@uh.savba.sk*

## **ABSTRAKT**

Biouhlíe môže efektívne vyrábať obnoviteľnú energiu z poľnohospodárskych zdrojov, čo sľubuje environmentálne a ekonomickej výhody pre udržateľné poľnohospodárstvo. Je potrebný prieskum týkajúci sa reakcií rastlín v interakcii s biouhlím. Na úrovni fotosyntetického aparátu sa vplyv faktorov prostredia prejavuje zmenou aktivity fotosyntetického aparátu. Aktivita fotosystému II na úrovni fotochemických procesov je monitorovaná rýchlosťou kinetikou fluorescencie chlorofylu. Táto štúdia hodnotí vplyv aplikácie a opäťovnej aplikácie biouhlia na fotosyntetické procesy rastlín jačmeňa. Naše zistenia ukazujú, že aplikácia biouhlia do pôdy ovplyvnila rýchlosť kinetiky fluorescencie chlorofylu jačmeňa, ale bez štatistického významu. Tento efekt sa prejavil až pri nižšej teplote resp. nižšej vlhkosti pôdy. Žiadny z testovaných parametrov nedokázal jednoznačne rozlíšiť vzorky s pridaným biouhlím od kontrolných vzoriek. Zvolená metóda poukazuje na jej potenciálnu využiteľnosť pri ďalších výskumoch pôsobenia biouhlia v pôde na rastliny. Odporučame ju ale doplniť iným meraním aktuálneho stavu porastu rastlín.

**Kľúčové slová:** biouhlíe, jačmeň jarný (*Hordeum vulgare L.*), fluorescencia chlorofylu

## **ÚVOD**

Uhlík je neoddeliteľnou súčasťou všetkého živého a prechádza medzi rôznymi ekosystémami v rámci uhlíkového cyklu (Berner, 1989). Rastliny často prispievajú k obsahu uhlíka v pôde, keď dochádza k ich rozkladu alebo spaľovaniu. Biouhlíe, ktoré vzniká pri spaľovaní biomasy bez prítomnosti kyslíka, známe aj ako pyrolýza, je významným zdrojom uhlíka a má schopnosť zlepšiť pôdnú úrodnosť (Lehmann a Joseph, 2009).

Vysoké vstupné ceny hnojív a ich narúšanie pôdnej mikroflóry nepriaznivo ovplyvňujú udržateľnosť poľnohospodárstva (Prashar a Shah, 2016). Biouhlíe má potenciál vyrábať obnoviteľnú energiu z poľnohospodárskych zdrojov ekologickej a nákladovo efektívne, čo predstavuje sľubný prístup pre environmentálne, poľnohospodárske výhody a udržateľnosť poľnohospodárstva (Oni a kol. 2019). Podobne jeho začlenenie do záhradníckych postupov môže zlepšiť kvalitu pôdy, podporiť rast rastlín a udržateľné a ekologické záhradníctvo a pestovanie. Využitie a účinnosť biouhlia závisia od niekoľkých faktorov, vrátane typu pôdy, množstva a kvality biouhlia, surovín vstupujúcich do pyrolýzy a pestovanej plodiny (Tomczyk a kol., 2020). Odolná vlastnosť biouhlia poskytuje jeho potenciál pri pomalom uvoľňovaní uhlíka, ako aj minerálnych živín počas veľmi dlhého obdobia (Spokas a kol., 2010).

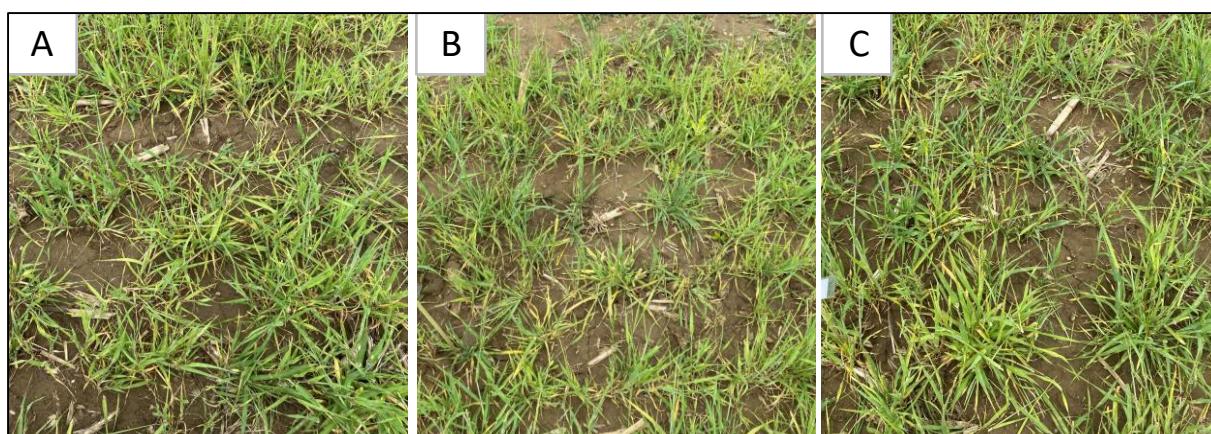
Aktuálne výskumy ukazujú, že aplikácia biouhlia do pôdy môže mať pozitívny, negatívny alebo žiadny vplyv na produkciu plodín. Aj keď mnohé štúdie dokumentujú pozitívne efekty biouhlia na vlastnosti pôdy a rast rastlín, existuje obmedzený počet štúdií v literatúre, ktoré sa

zameriavajú na vplyv biouhlia na fotosyntetický aparát rastlín. Tento vplyv sa zvykne prejavovať zmenou aktivity fotosystému II (PSII). Pre poľné experimenty je meranie rýchlej kinetiky fluorescencie chlorofylu považované za vhodný a perspektívny spôsob kvantifikácie týchto zmien (Thatcher a kol., 2016).

## METODIKA PRÁCE

### *Polné vegetačné pokusy*

Pestovanie rastlín jačmeňa jarného (*Hordeum vulgare* L.) sa realizovalo v roku 2023, na výskumno – experimentálnej báze SPU Nitra – Dolná Malanta. Nadmorská výška dosahuje 175 – 180 m n. m. Priemerná ročná teplota vzduchu je 9,8 °C a priemerný ročný úhrn zrážok je 540 mm (Šimanský a kol., 2018). Pôda je klasifikovaná ako hnedenzem kultizemná (WRB, 2014). Merané varianty poľného experimentu boli variant K (kontrolný variant) (obrázok 1.A), variant B20 (variant kde bola aplikácia biouhlia v roku 2014 v dávke 20 t.ha<sup>-1</sup>) (obrázok 1.B), variant B20r (variant s replikáciou biouhlia v roku 2018 v dávke 20 t.ha<sup>-1</sup>) (obrázok 1.C).

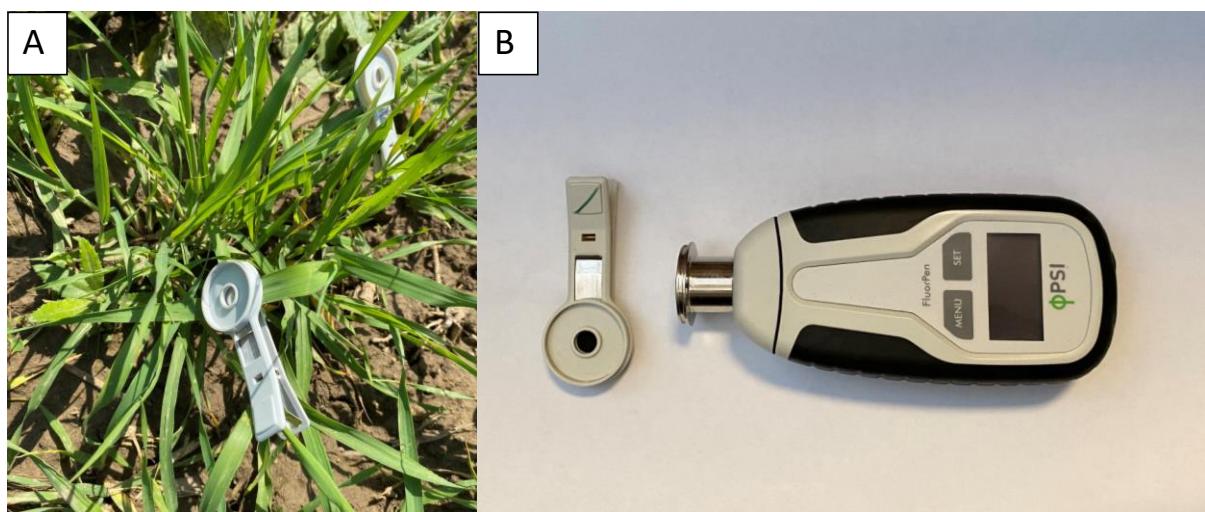


**Obr. 1. Experimentálne polička SPU Nitra – Dolná Malanta s variantami Kontrola (A), B20 (B), a B20r (C).**

Biouhlie pre tento poľný experiment bolo vyrobené z kalov papierového vlákna s obilnými plevami v pomere 1:1 vzhľadom k hmotnosti (firma Sonnenerde, Rakúsko) pyrolýzou pri teplote 550 °C po dobu 30 minút v reaktore Pyreg (pyreg GmbH, Görhe, Nemecko). Biouhlie malo veľkosť frakcií 0 – 5 mm (Šimanský a kol., 2019).

### *Popis použitej analýzy rýchlej kinetiky fluorescencie chlorofylu a*

Táto metóda umožňuje analýzu fotochemickej účinnosti listov na úrovni PSII v reakcii na zmeny v prostredí alebo funkčné zmeny fotochemického aparátu (Strasser a kol., 2010). Kinetiku fluorescencie chlorofylu sme rýchlo merali s prenosným fluormetrom FluorPen FP 110 (Photon Systems Instruments, spol. s. r. o.) s použitím odnímateľných listových spôn (obrázok 2). Na rastlinách sme vykonávali 1sekundový impulz na meranie fluorescencie pri intenzite červeného svetla 3500  $\mu\text{mol.s}^{-1}$  po 15-minútovej adaptácii vzorky v temnote. Fluorescenčné signály boli zaznamenané v časovom rozsahu od 10  $\mu\text{s}$  do 1 s a následne boli zobrazené v logaritmickom časovom meradle charakteristické pre krivku OJIP. Hodnoty z krivky OJIP môžu byť využité na výpočet rôznych fluorescenčných parametrov, ktoré odrážajú aktivitu a účinnosť jednotlivých častí elektrónového transportného reťazca.



**Obr. 2. Ukážka merania listovými klipsami na listoch jačmeňa (A), prístroj FluorPen FP 110 (B).**

#### ***Meranie obsahu vody a teploty v pôde***

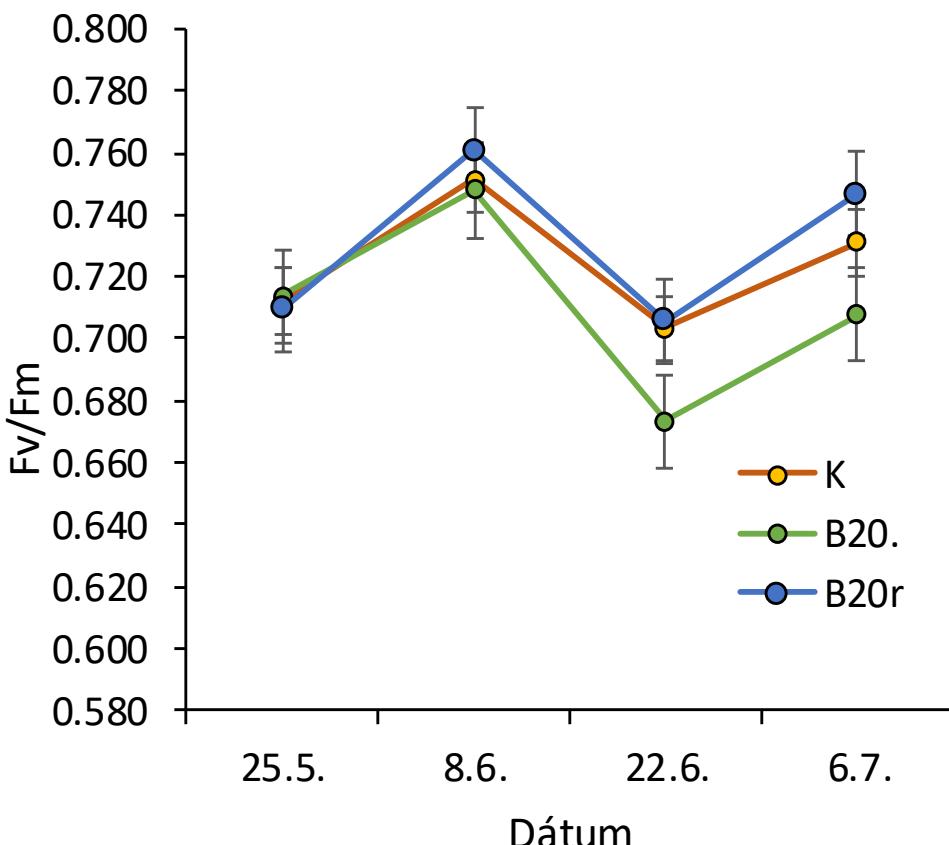
Merania sa uskutočnili so senzormi 5TM (Decagon Devices, Pullman, USA). Dva snímače boli inštalované na každom experimentálnom pozemku v hlbke 5 až 10 cm. V dataloggeroch boli zaznamenané údaje o pôdnej teplote a obsahu vody v 5 minútovom intervale. V tejto práci uvádzame 1,5 hodinový časový priebeh nameraných údajov, počas ktorého došlo k meraniu fluorescencie chlorofylu. Celkovo boli urobené štyri merania v čase od 25.5. do 6.7.2023.

#### ***Popis štatistickej analýzy***

Vplyv aplikácie biouhlia na fotosyntetický výkon jačmeňa bol vyhodnotený pomocou jednofaktorovej analýzy odchýlok (One-Way ANOVA). Štatisticky významné vplyvy pri  $p<0,05$  boli stanovené testom LSD. ANOVA test sa uskutočňoval v softvéri Statgraphics Centurion XV.I (Statpoint Technologies, Inc., Warrenton, VA, USA). Grafické vyhodnotenie sa robilo pomocou programu Microsoft Excel.

## **VÝSLEDKY PRÁCE A DISKUSIA**

Na základe široko uvádzaných pozitívnych účinkov úpravy pôdy biouhlia na plodiny (Woolf a kol., 2010; Vitková a kol., 2017; Lehmann a kol., 2021 a iný) sme predpokladali, že úprava pôdy biouhlím by: 1. zlepšila výkon rastlín jačmeňa, 2. odlišila rôzne varianty aplikácie biouhlia do pôdy. V rámci poľného experimentu sme uskutočnili meranie na listoch jačmeňa jarného a na základe týchto meraní sme identifikovali niekoľko parametrov, ktoré slúžia na neinvazívne hodnotenie súčasného stavu rastlín v poraste. Pre zobrazenie vplyvu biouhlia v pôde na rastliny jačmeňa sme analyzovali fluorescenčnú krivku. V krátkom časovom intervale sme sledovali zmeny v prerozdeľovaní excitačnej energie v dôsledku pôsobenia viacerých faktorov. Naše výsledky ukazujú, že replikácia biouhlia zvýšila maximálny výťažok primárnej fotochémie fotosystému II (PSII) (Fv/Fm), ako je znázornené na obrázku 3, čo potvrdzuje zvýšenie potenciálnej fotochemickej účinnosti PSII pridaním biouhlia do pôdy. Avšak tento efekt sa neprekázal pri variante B20, kde sice bolo aplikované biouhlie, ale v širšom časovom období a preto sa takýto efekt pravdepodobne neprekázal. Zvýšenie parametra Fv/Fm sa potvrdil aj štatisticky (Tabuľka 1) v dátume 22.6.2023 kedy bola teplota pôdy vyššia a obsah vody nižší. Fotosyntetický systém PSII hrá dôležitú úlohu pri reakcii listového fotosyntetického aparátu na vplyv environmentálnych faktorov. Rozličné spôsoby aplikácie biouhlia spôsobili variácie vo fluorescencii chlorofylu, ktoré sme pozorovali v nameraných hodnotách.



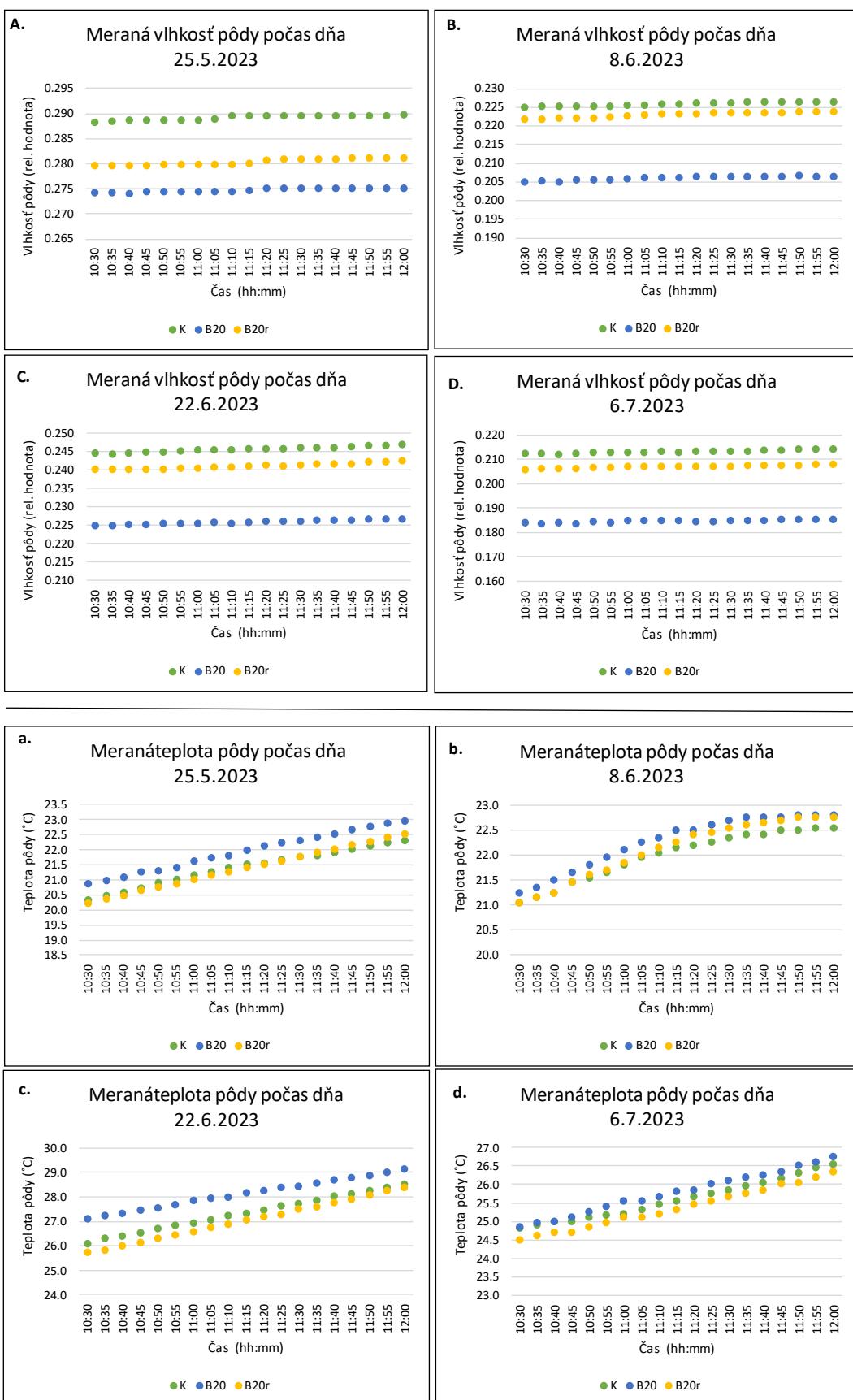
**Obr. 3. Maximálny výťažok primárnej fotochémie fotosystému II (PSII) (Fv/Fm) pre varianty K, B20. a B20r v 4 dátumoch meraní.**

Parametre Sm, ABS/RC, Mo, Ss, N, TRo/RC a Dio/RC nedetekovali žiadne štatisticky významné rozdiely medzi kontrolným variantom a variantami s aplikovaním biouhlím vo všetkých dátumoch (Tabuľka 1). V dátume merania 8.6.2023 sa štatisticky neprekázal vplyv na žiadnen zo sledovaných parametrov (Tabuľka 1.). Ostatné parametre (Tabuľka 1) oddelili varianty s pridaním biouhlia, ale neprekázali štatistický rozdiel s kontrolným variantom.

Za dostatočných vodných podmienok biouhlie aplikované do pôdy zvyšujú fotosyntézu, prieduchovú vodivosť a relatívny obsah vody v listoch, ako aj nutričný stav rastlín a vývoj rastlín. Čo potvrdzujú viaceré štúdie rastlín jačmeňa (Kondrlova a kol., 2018; Abdelaal a kol., 2022; Dai a kol., 2022), ryže a kukurice (Ghorbani a kol., 2022; Li a kol., 2022), arašidov (Xu a kol., 2015) atď. Znížená dostupnosť vody v kombinácii pôdy a biouhlia môže byť spôsobená schopnosťou pôdy zadržiavať vodu, čo za určitých podmienok môže viest k vodnému stresu u rastlín (Abel a kol., 2013). Toto môže spôsobiť nižšiu fotosyntézu, obmedzenú pohyblivosť prieduchov a znížený relatívny obsah vody v listoch (RWC). V našom experimente bola teplota pôdy vyrovnaná (Obrázok 4.) a pôdná vlhkosť vyššia pri kontrolnom variante v porovnaní s variantom B20. a B20r (Obrázok 3.), čo ale nespôsobilo pokles maximálneho výťažku primárnej fotochémie PS II. Tento rozdiel mohol byť spôsobený vplyvom rôznych vonkajších faktorov napr.: nerovnomerné pokrytie rastlinami v dôsledku žeru zverou. Liu a kol. (2016) zistili, že biouhlie zvýšilo dostupnosť vody pre rastliny na poli počas najsuchších mesiacov leta, čím sa zlepšil vzťah medzi rastlinami a vodou. V našom prípade sa takýto jav nepotvrdil. Pri zvyšujúcej sa teplote nad 26 °C (obrázok 4.c) si v tom istom čase zachovával variant K najlepšie hodnoty vlhkosti pôdy (obrázok 4.C).

**Tabuľka 1. Štatistické zhodnotenie priemerných hodnôt parametrov z meraní kinetiky rýchlej fluorescencie chlorofylu na listoch.** Rôzne písmená (a, b) v tom istom stĺpci naznačujú, že priemery ošetrenia sú významne odlišné pri  $p < 0,05$  podľa testu najmenej významného rozdielu (jednosmerná ANOVA). Štatistické rozdiely boli vyhodnotené pre jednotlivé dátumy samostatne

date	25.5.2023			8.6.2023			22.6.2023			6.7.2023		
index	K	B20.	B20r	K	B20.	B20r	K	B20.	B20r	K	B20.	B20r
Vj	0.59 a	0.61 a	0.61 a	0.48 a	0.48 a	0.46 a	0.48 a	0.50 a	0.58 a	0.50 a	0.54 b	0.46 a
Vi	0.65 a	0.67 a	0.68 a	0.64 a	0.62 a	0.62 a	0.54 ab	0.61 a	0.67 b	0.67 ab	0.68 a	0.68 b
Fm/Fo	3.49 a	3.54 a	3.47 a	4.07 a	3.98 a	4.24 a	3.48 ab	3.78 a	3.61 b	3.74 ab	3.45 a	3.99 b
Fv/Fo	2.49 a	2.54 a	2.47 a	3.07 a	2.98 a	3.24 a	2.48 ab	2.78 a	2.61 b	2.74 ab	2.45 a	2.99 b
Fv/Fm	0.71 a	0.71 a	0.71 a	0.75 a	0.75 a	0.76 a	0.70 b	0.73 a	0.71 b	0.73 a	0.71 a	0.75 a
Mo	1.27 a	1.32 a	1.27 a	0.99 a	0.96 a	0.93 a	1.18 a	1.03 a	1.31 a	1.07 a	1.14 a	0.99 a
Sm	275 a	284 a	271 a	240 a	267 a	258 a	342 a	266 a	273 a	260 a	238 a	262 a
Ss	0.47 a	0.46 a	0.49 a	0.49 a	0.50 a	0.50 a	0.41 a	0.50 a	0.46 a	0.47 a	0.48 a	0.48 a
N	585 a	617 a	557 a	492 a	531 a	516 a	861 a	539 a	604 a	560 a	506 a	549 a
Phi_Po	0.71 a	0.71 a	0.71 a	0.75 a	0.75 a	0.76 a	0.70 b	0.73 a	0.71 b	0.73 ab	0.71 a	0.75 b
Psi_o	0.41 a	0.39 a	0.39 a	0.52 a	0.52 a	0.54 a	0.52 a	0.50 a	0.42 a	0.50 b	0.46 a	0.54 a
Phi_Eo	0.29 a	0.28 a	0.28 a	0.39 a	0.39 a	0.41 a	0.37 a	0.37 a	0.30 a	0.37 ab	0.33 a	0.40 b
Phi_Do	0.29 a	0.29 a	0.29 a	0.25 a	0.25 a	0.24 a	0.30 a	0.27 b	0.29 a	0.27 ab	0.29 b	0.25 a
Phi_Pav	920 a	923 a	919 a	900 a	905 a	902 a	906 ab	902 a	927 b	912 a	913 a	911 a
Pi_Abs	0.60 a	0.56 a	0.56 a	1.32 a	1.27 a	1.54 a	0.86 a	1.17 a	0.85 a	0.99 ab	0.74 a	1.32 b
ABS/RC	3.02 a	3.05 a	2.92 a	2.74 a	2.70 a	2.66 a	3.62 a	2.81 a	3.23 a	2.96 a	3.00 a	2.84 a
TRo/RC	2.15 a	2.18 a	2.06 a	2.06 a	2.02 a	2.02 a	2.51 a	2.04 a	2.23 a	2.16 a	2.11 a	2.11 a
ETo/RC	0.87 b	0.85 ab	0.80 a	1.07 a	1.05 a	1.09 a	1.33 a	1.01 a	0.92 a	1.08 ab	0.97 a	1.12 b
Dlo/RC	0.87 a	0.88 a	0.85 a	0.69 a	0.68 a	0.64 a	1.11 a	0.77 a	1.00 a	0.80 a	0.89 a	0.73 a



**Obr. 4.** Grafy znázorňujú meranú vlhkosť (A,B,C,D) a teplotu (a, b, c, d) pôdy pre konkrétny dátum A-a (25.5.2023), B-b (8.6.2023), C-c (22.6.2023), D-d (6.7.2023).

## ZÁVER

Naše zistenia potvrdzujú, že fluorescencia chlorofylu a skúmaného jačmeňa jarného bola ovplyvnená pridaním biouhlia do pôdy, avšak nebola štatisticky preukazná. Takýto jav sa prejavil až pri vyššej teplote pôdy resp. nižšej vlhkosti pôdy. Žiadny parameter nedokázal oddeliť varianty s reapplyovaným biouhlím od kontroly, aj keď to dokázali medzi sebou. Dá sa preto konštatovať, že pridaním biouhlia v našom experimente sa nezlepšil výkon rastlín jačmeňa. Zvolená metóda poukazuje na jej potenciálnu využiteľnosť pri ďalších výskumoch pôsobenia biouhlia v pôde na rastliny, avšak odporúča sa ju doplniť inou metódou hodnotenia hustoty porastu resp. jeho pokryvnosť pôdy.

## Poděkovanie

Tento príspevok bol vytvorený s finančnou podporou z projektov VEGA 2/0155/21 a APVV–21–0089.

## LITERATÚRA

- Abdelaal, K., Alamrey, S., Attia, K. A., Elrokh, M., Elnahhas, N., Abou El-Yazied, A., Ibrahim, M. A. (2022): The pivotal role of biochar in enhancement soil properties, morphophysiological and yield characters of barley plants under drought stress. *Notulae Botanicae Horti Agrobotanici Cluj-Napoca*, 50, 2, 12710–12710.
- Abel, S., Peters, A., Trinks, S., Schonsky, H., Facklam, M., Wessolek, G. (2013): Impact of biochar and hydrochar addition on water retention and water repellency of sandy soil. *Geoderma*, 202, 2013, 183–191.
- Berner, R. A. (1989): Biogeochemical cycles of carbon and sulfur and their effect on atmospheric oxygen over Phanerozoic time. *Global and Planetary Change*, 1, 1-2, 97–122.
- Dai, L., Chen, Y., Liu, L., Sun, P., Liu, J., Wang, B., Yang, S. (2022): Effect of biochar on the uptake, translocation and phytotoxicity of chromium in a soil-barley pot system. *Science of The Total Environment*, 826, 2022, 153905.
- Ghorbani, M., Konvalina, P., Neugschwandtner, R. W., Kopecký, M., Amirkhani, E., Moudrý Jr, J., Menšík, L. (2022): Preliminary findings on cadmium bioaccumulation and photosynthesis in rice (*Oryza sativa* L.) and maize (*Zea mays* L.) using biochar made from C3-and C4-originated straw. *Plants*, 11, 11, 1424.
- Kondrlova, E., Horák, J., Igaz, D. (2018): Effect of biochar and nutrient amendment on vegetative growth of spring barley (*Hordeum vulgare*'L. var. Malz). *Australian journal of crop science*, 12, 2, 178–184.
- Lehmann J, Joseph S. (2009): Biochar for environmental management: an introduction. In: Lehmann J, Joseph S (eds) *Biochar for environmental management, science and technology*. Earthscan, London.
- Lehmann, J., Cowie, A., Masiello, C. A., Kamann, C., Woolf, D., Amonette, J. E., Cayuela, M. L., Camps-Arbestain, M., Whitman, T. (2021): Biochar in climate change mitigation. *Nature Geoscience*, 14, 12, 883–892.
- Li, C., Zhao, C., Zhao, X., Wang, Y., Lv, X., Zhu, X., Song, X. (2022): Beneficial effects of Biochar application with nitrogen fertilizer on soil nitrogen retention, absorption and utilization in maize production. *Agronomy*, 13, 1, 113.
- Liu, Z., Dugan, B., Masiello, C. A., Barnes, R. T., Gallagher, M. E., Gonnermann, H. (2016): Impacts of biochar concentration and particle size on hydraulic conductivity and DOC leaching of biochar-sand mixtures. *Journal of Hydrology*, 533, 2016, 461–472.
- Oni, B. A., Oziegbe, O., Olawole, O. O. (2019): Significance of biochar application to the environment and economy. *Annals of Agricultural Sciences*, 64, 2, 222–236.
- Prashar, P., Shah, S. (2016): Impact of fertilizers and pesticides on soil microflora in agriculture. *Sustainable Agriculture Reviews*, 19, 2016, 331–361.
- Thatcher, J. E., Squiers, J. J., Kanick, S. C., King, D. R., Lu, Y., Wang, Y., DiMaio, J. M. (2016): Imaging Techniques for Clinical Burn Assessment with a Focus on Multispectral Imaging. *Advances in Wound Care*, 5, 2016, 360–378.

*Electronic Book*  
*Contemporary Challenges in Environmental Research*

- Tomczyk, A., Sokołowska, Z., Boguta, P. (2020): Biomass type effect on biochar surface characteristic and adsorption capacity relative to silver and copper. *Fuel*, 278, 2020, 118168.
- Vitkova J., Kondrlova E., Rodny M., Surda P., Horak J. (2017): Analysis of soil water content and crop yield after biochar application in field conditions. *Plant, Soil and Environ.*, 63, 2017, 569–573.
- Strasser, P., Koh, S., Anniyev, T., Greeley, J., More, K., Yu, C., Nilsson, A. (2010): Lattice-strain control of the activity in dealloyed core–shell fuel cell catalysts. *Nature chemistry*, 2, 6, 454–460.
- Spokas, K. A., Baker, J. M., Reicosky, D. C. (2010): Ethylene: potential key for biochar amendment impacts. *Plant and soil*, 333, 2010, 443–452.
- Šimanský, V. Horák, J. Polláková, N. Juriga, M. Jonczak, J. (2019): Will the nutrient content in biochar be reflected by their higher content of corn 131 organs? In *Journal of Elementology*, 24, 2019, 525–537.
- Šimanský, V. Horák, J. Igaz, D. Balashov, E. Jonczak, J. (2018): Biochar and biochar with N fertilizer as a potential tool for improving soil sorption of nutrients. In *Journal of Soils and Sediments*, 18, 2018, 1432–1440. ISSN 1439-0108.
- Woolf, D., Amonette, J. E., Street-Perrott, F. A., Lehmann, J., Joseph, S. (2010): Sustainable biochar to mitigate global climate change. *Nature communications*, 1, 1, 56.
- WRB (2014): World Reference Base for Soil Resources, World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome.
- Xu, C. Y., Hosseini-Bai, S., Hao, Y., Rachaputi, R. C., Wang, H., Xu, Z., Wallace, H. (2015): Effect of biochar amendment on yield and photosynthesis of peanut on two types of soils. *Environmental Science and Pollution Research*, 22, 2015, 6112–6125.



9 788089 139583